DIE VULKANISCHEN BILDUNGEN DES ROSENEGG IM HEGAU

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung des Grades eines Doktors

der Naturwissenschaften

der

Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Eberhard-Karls-Universität

zu Tübingen

vorgelegt von

Dieter Bernhard

aus Stuttgart

1964

~~1963~~

8214

DIE VULKANISCHEN BILDUNGEN DES ROSENEGG IM HEGAU

I n a u g u r a l - D i s s e r t a t i o n

zur Erlangung des Grades eines Doktors

der Naturwissenschaften

der

Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Eberhard-Karls-Universität

zu Tübingen

vorgelegt von
Dieter Bernhard
aus Stuttgart
1963

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Tag der mündlichen Prüfung: 20. Februar 1964

Dekan:	Professor Dr. G. Möllenstedt
1. Berichterstatter:	Professor Dr. W. v. Engelhardt
2. Berichterstatter:	Professor Dr. R. Schönenberg

INHALTSVERZEICHNIS

1. EINLEITUNG (Frühere Arbeiten, Problemstellung und geographische und geologische Verhältnisse, geognostische Untersuchung 3

2. PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG 11
2.1. Entnahme der Proben, Beschreibung des Aussehens und der Struktur, Konsistenz, Untersuchungsmethoden 11
2.2. Die Komponenten des Tuffs 14
2.2.1. Magmatogene Komponenten 15
2.2.1.1. Einzelminerale 15
2.2.1.1.1. Amphibol (Tschermakitische Hornblende) 16
2.2.1.1.2. Pyroxen (Diopsidischer Augit) 17
2.2.1.1.3. Biotit (Meroxen) 18
2.2.1.1.4. Magnetit 19
2.2.1.1.5. Sanidin 20
2.2.1.1 6. Apatit (Fluorapatit) 21
2.2.1.1.7. Isotrope Minerale (Melanit, Leuzit, Analcim) 21
2.2.1.1.8. Zeolithe (Natrolith, Philippsit, Laumontit) 22
2.2.1.2. Auswürflinge 23
2.2.1.2.1. Lapilli 23
2.2.1.2.2. Bomben 31
2.2.1.2.3. Tuffauswürflinge 33
2.2.1.3. Bindemittel, Gänge 36
2.2.2. Magmenfremde Komponenten 39
2.2.2.1. Einzelminerale 39
2.2.2.2. Auswürflinge 41
2.2.2.2.1. Sedimentgesteine 43
2.2.2.2.2. Metamorphe Gesteine 47
2.2.2.2.3. Magmatische Gesteine 48
2.2.2.2.3.1. Ergußgesteine 49
2.2.2.2.3.2. Tiefengesteine 50
2.2.2.3. Profil (Herkunft der Auswürflinge) ... 61

3. VULKANOLOGISCHE ERGEBNISSE 63
3.1. Das Herdmagma, Chemismus, Magmentyp, Vergleich mit den Differentiationsprodukten des Hegaumagmas) 63
3.2. Herdtiefe 66
3.3. Fördertätigkeit 67
3.4. Alter 69
4. VULKANISCH BEEINFLUSSTE NACHBARGESTEINE 70
5. ZUSAMMENFASSUNG 70
6. LITERATURVERZEICHNIS 73

1. EINLEITUNG

Frühere Arbeiten, Problemstellung, geographische und geologische Verhältnisse, geognostische Untersuchung.

Obwohl die Gesteine des Hegau-Vulkanismus bereits zu Beginn des 19. Jahrhunderts für die damaligen Verhältnisse eingehend petrographisch untersucht wurden (der Hohenkrähen-Phonolith erstmals 1828 durch C. G. GMELIN), blieben genauere Untersuchungen vorwiegend auf die Phonolithe und "Basalte" (Melilithite) beschränkt. Mengenmäßig treten jedoch diese Kompaktförderungen aufgrund der explosiven Natur des Hegau-Vulkanismus gegenüber den Tuffen stark in den Hintergrund. Die von L. ERB auf 10 km^3 geschätzten Tuffmassen sind bis in die jüngste Zeit nur sehr lückenhaft und oberflächlich beschrieben worden.

Erstmals 1853 fanden die Tuffe Erwähnung in einer Mitteilung von B. COTTA an G. LEONHARD. Dort wird der in einem Steinbruch am Südhang des Honentwiel noch heute gut aufgeschlossene Tuff kurz beschrieben: "... dieser schöne Tuff enthält nämlich nicht nur eine Menge Bruchstücke von hellem Kalkstein ... sondern auch Gneiss und zweierlei Granit, die also offenbar aus großer Tiefe stammen, denn erstens haben sie nicht die Form von Geschieben, zweitens sind die Granite keine alpinischen und drittens endlich liegt die hier so verbreitete Geschiebedecke auch ungestört auf dem Tuff und auf dem Phonolith..." Es schließt sich noch eine kurze Beschreibung der "Lava-Kugeln"und ihrer "Kerne" an.

Eine umfassendere Bearbeitung erfuhren die Deckentuffe des Hegaus 1900 durch L. ERB ("Die vulkanischen Auswurfsmassen des Höhgaus"). In seiner Monographie "Die Hegau-Vulkane" faßte H. RECK (1923) alle früheren petrographischen und geologischen Arbeiten mit eigenen Untersuchungen zusammen.

Eine weitere Zusammenfassung früherer Ergebnisse, vereint mit eigenen Beobachtungen, veröffentlichte L. ERB

1931 in den Erläuterungen zu Blatt Hilzingen der Geologischen Spezialkarte von Baden.
Als vorläufiges Ergebnis noch nicht publizierter Arbeiten aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Tübingen, die sich mit den Förderprodukten der Hegau-Vulkane befassen, wurde 1961 der Exkursionsführer zur 39. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft von v. ENGELHARDT und WEISKIRCHNER veröffentlicht. Speziell mit dem Tuff des Heilsbergs beschäftigt sich die 1962 erschienene Dissertation von KNÖFEL.
Während eingehende petrographische Arbeiten über die Phonolithe und Melilithite schon seit längerer Zeit vorliegen (CUSHING u. WEINSCHENK 1892; LEOPOLD 1940), ist die Untersuchung der Tuffe bei recht allgemein gehaltenen Beschreibungen stehen geblieben. So konnte sich bis heute die Bezeichnung "Deckentuff" halten, und damit die völlig falsche Vorstellung einer ursprünglich zusammenhängenden, aus gleichem Material aufgebauten Ablagerung, die erst durch Denudation und Erosion zergliedert wurde. In Wirklichkeit aber handelt es sich um primär isolierte Ablagerungen selbständiger Vulkanschlote mit petrographisch zwar ähnlichen, aber deutlich voneinander unterscheidbaren Auswurfsprodukten.
Unter Zuhilfenahme moderner Untersuchungsmethoden sollten durch die vorliegende Arbeit die zahlreichen noch offenstehenden Fragen an einem der "Decken"-Tuffvorkommen geklärt werden. Hierzu wurde der von mehreren Seiten gut zugängliche Tuffrücken des Rosenegg gewählt, weil hier einerseits eindeutige Herkunfts- und Lagerungsverhältnisse, andererseits ein bestmöglich erhaltener Zustand der eingeschlossenen Mineral- und Gesteinskomponenten für die Probenahme gewährleistet war.
Über das Herdmagma und seine Stellung zu den übrigen Eruptiva des Hegaus sollte durch den Chemismus der magmatogenen Komponenten der Auswurfsmassen Klarheit geschaffen werden. Qualitativ wie quantitativ waren die Anteile an magmatogenem und magmenfremdem Material zu

erfassen und zu deuten, wowie die Herkunft der sehr umfangreichen Tuffablagerung zu klären. Gleichzeitig sollte durch eine Untersuchung der geförderten Fremdgesteineinschlüsse ein Einblick in die Verhältnisse des kristallinen Grundgebirges und seine Beziehungen zur vulkanischen Aktivität gewonnen werden.
Die vulkanischen Auswurfsmassen des Rosenegg, die in der Literatur als Opaltuff, Phonolithtuff oder Deckentuff bezeichnet werden, wurden erstmals von MERKLEIN (1869) und von LEUZE (1889) erwähnt. Neben einer nur sehr oberflächlichen Beschreibung des gesamten Tuffs - "... es ist ein ziemlich homogenes Magma, das an Krystallen oder Pseudomorphosen nichts bietet..." - befaßt sich diese Arbeit mit den Pseudomorphosen von Calcit und Quarz nach Gips, Thenardit, Glauberit, Aragonit und Anhydrit, die an der südlichen Randzone des Tuffes auftraten. Heute ist die Fundstelle dieser Pseudomorphosen nicht mehr zugänglich.
Der Höhenrücken des Rosenegg (vgl. Abb. 1), der einheitlich aus vulkanischem Material aufgebaut ist, stellt den größten und auffallendsten isolierten Tuffberg des südlichen Hegaus dar. Er liegt im südlichen Teil einer abgesunkenen Scholle, die durch die Hegau-Verwerfung im Westen und durch die Schienerberg-Verwerfung im Süden begrenzt wird. Am westlichen Ortsrand der Gemeinde Rielasingen erhebt sich die schroffe, 120 m hohe Ostkante, die wie die mit ihr in einer Linie liegenden Phonolith-Pfropfen des Hohentwiel und des Hohenkrähen glazial und fluvioglazial herauspräpariert worden ist. In die Lockermassen eingedrungene Hydrothermallösungen bewirkten im Gegensatz zu benachbarten Tuff-Vorkommen eine auffallende Verfestigung. Dadurch konnten die umfangreichen Auswurfsmassen der glazialen Denudation sehr gut standhalten, während beispielsweise der in unmittelbarer Nachbarschaft anstehende, praktisch unverfestigte Tuff des Junkernbühl (2000 m östlich) bis unter das Niveau seiner ursprünglichen Auflagerungsfläche abgetragen wurde.

Das Rosenegg erstreckt sich auf eine Länge von 1 500 m bei einer maximalen Breite von 1 000 m leicht abfallend in westöstlichem Streichen und ist, von einer lükkenhaften Moränendecke bedeckt, einheitlich aus vulkanischen Auswurfsmassen aufgebaut. Das bis in eine Höhe von 553,0 m über NN anstehende Vorkommen ist in der geologischen Spezialkarte von Baden (1:25 000), Blatt Hilzingen (1931), auf Blatt 3 der geologischen Übersichtskarte von Baden-Württemberg (1:200 000) (1956), sowie im Geologischen Atlas der Schweiz (1:25 000) Blatt 1032 Diessenhofen (1961) eingetragen.
Das Tuff-Vorkommen ist ringsum von glazialen Schotterfeldern in einer durchschnittlichen Höhe von 430 m über NN flankiert, sodaß nähere Beziehungen zu gleichaltrigen tertiären Schichten kaum feststellbar sind; lediglich ein kleines gesichertes Vorkommen von Steinbalmensanden der Oberen Süßwassermolasse ist am Ostsporn des Roseneggs in 440 m über NN aufgeschlossen, zur Zeit jedoch ohne sichtbaren Kontakt zum Tuff.
Nach SCHALCH (1889) war Ende des letzten Jahrhunderts "... die Überlagerung dieser Molasse durch den Tuff... sehr leicht zu beobachten."
Aufschlüsse von vulkanischem Auswurfsmaterial bietet das Rosenegg reichlich und in relativ guter, zum Teil auch ausgezeichneter Qualität. Den größten zusammenhängenden Aufschluß bildet die fast senkrecht abfallende, durch die glaziale Erosion scharf herauspräparierte Wand an der Südflanke des Berges. Bei einer Längserstreckung von etwa 250 m und einer durchschnittlichen Höhe von 30 m ist sie jedoch bis auf kleine Partien unzugänglich.
Gute und sehr übersichtliche Aufschlüsse bieten die beiden, inzwischen aufgelassenen, größten Steinbrüche des Roseneggs; während der Bruch "Hinter dem Berg" im nördlichen Ausläufer des Vorkommens bereits seit mehreren Jahrzehnten stilliegt und somit kaum frisches Material liefert, bietet der von Beginn des 19. Jahrhunderts bis in die Zeit nach dem 2. Weltkrieg noch

betriebene Bruch "Kesselbrunnen" an der Südwestflanke vollkommen frisches Material. Mit mehreren Weganschnitten zusammen ist die Möglichkeit zu breit gestreuter Probenahme gegeben und damit ein repräsentativer petrographischer Querschnitt gewährleistet. Zudem lassen die rings um das gesamte Tuff-Vorkommen verteilten Aufschlüsse eine nahezu sichere Rekonstruktion der Ausbruchstelle zu.

Der im frischen Zustand sehr harte und widerstandsfähige Tuff wurde in Zeiten unzureichender Transportmöglichkeiten als Baustein für Grund- und Wasserbauten sowie als Straßenschotter verwendet. Da das Gestein jedoch der Frostverwitterung nur wenige Jahre standhält, ist sein Abbau stillgelegt worden.

Der größte Teil der zur petrographischen Untersuchung entnommenen Proben stammt aus dem Steinbruch "Kesselbrunnen". Die drei Wände des annähernd rechteckig angelegten Bruchs sind zum größten Teil gut zugänglich und bieten bei einer Durchschnittshöhe von 15 m und einer Gesamtlänge von 80 m einen flächenmäßig günstigen Querschnitt des Tuffs. Stratigraphisch entspricht die Lage dieses Aufschlusses, wie auch die des zu ergänzenden Unsuchungen herangezogenen Steinbruchs "Hinter dem Berg",

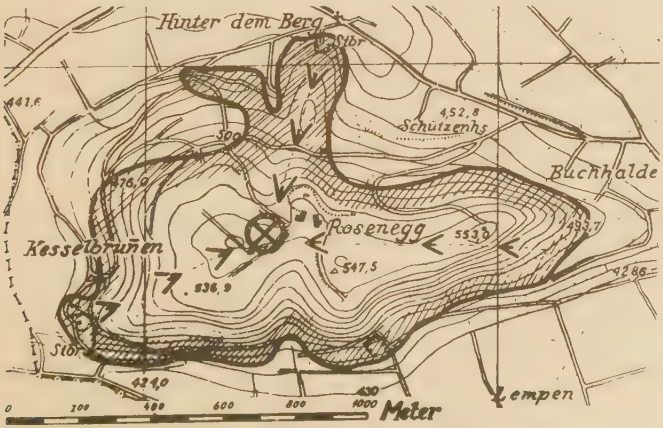

Abb. 1 Kartenskizze des Tuffrückens "Rosenegg".

den Steinbalmensanden (mi o 2). Seine Oberkante ist, wie der größte Teil des Bergrückens, lückenhaft mit glazialem Material bedeckt.

Bereits in den ersten Veröffentlichungen, die sich mit den vulkanischen Auswurfmassen des Roseneggs beschäftigten, wurde ein eigenes, nicht mit den anderen "Deckentuffen" zusammenhängendes Eruptionszentrum vermutet. So schreibt SCHALCH (1883): "... da der Tuff... grobe und schwere Auswürflinge einschließt, liegt der Gedanke nahe, dieselben nicht mit den 6 bis 8 km entfernten Phonolith-Tuffen in Verbindung zu bringen, vielmehr für sie einen eigenen Auswurfherd in der Nähe vorauszusetzen." ERB folgert aus der Höhenlage der Grenzfläche Molasse gegen "Deckentuff", "... daß an der Südwestecke des Rosenegg die Tuffe noch unter die dargestellte Fläche reichen, ist wohl durch die Lage dieser Stelle in oder nahe an Auswurfspunkten zu erklären."- Eine eingehende qualitative Untersuchung der geförderten Fremdgesteine, die in zahlreichen Punkten einen deutlichen Unterschied zu den Auswürflingen benachbarter Vorkommen aufweisen, zeigt eine selbständige Stellung des Rosenegg-Tuffs an. Unterstützt wird diese Feststellung durch das unterschiedliche Verhalten verschiedener Minerale hinsichtlich ihrer temperaturempfindlichen Optik (z.B. Plagioklase), wodurch gleichfalls ein gemeinsamer Herkunftsort auszuschließen und dafür ein eigener Eruptionsherd zu fordern ist. Jedoch ist ein entsprechender Aufschluß, oder ein morphologischer Hinweis darauf, nicht auffindbar.

Der in seiner Gesamtheit massig und feinkörnig erscheinende Tuff zeigt in allen größeren Aufschlüssen Lagen von gut geschichtetem, wesentlich grobkörnigerem Material in unregelmäßigen Abständen. Diese je nach dem Grad der Verwitterung mehr oder weniger erkennbare "Schichtung" ist durch schroffen Material- und Korngrößenwechsel bedingt. Es ist hierbei ein deutliches Fallen festzustellen, das im Steinbruch "Kesselbrunnen" auffallend einheitlich ENE bei einem Einfallswinkel von etwa 20° streicht. Im Aufschluß "Hinter dem Berg", dem

am weitesten nach N vorgeschobenen Aufschluß, ist eine eindeutige SSW-Richtung und an der Steilwand an der Südflanke des Berges ein westlich orientiertes Fallen zu beobachten. Setzt man voraus, daß die angeschnittenen "Schichten" einem gemeinsamen Sedimentationsraum angehören, und verlängert die Richtung ihres Fallens, so treffen sich diese Linien in einem gemeinsamen Schnittpunkt, der 200 m südwestlich der Ruine Rosenegg liegt.-

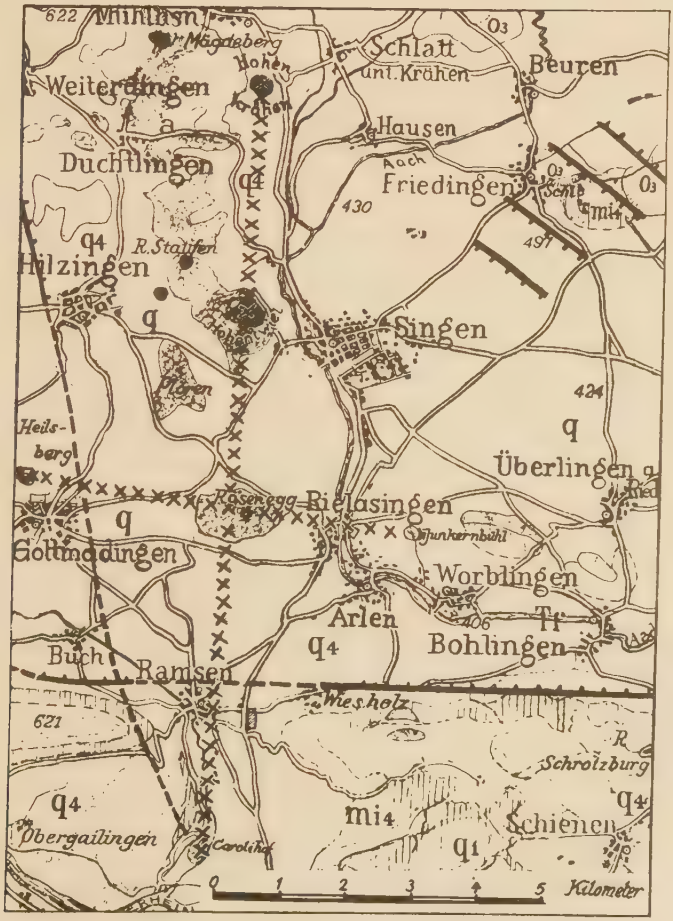

Abb.2 Lagenskizze des Roseneggs und seiner Umgebung nach der geologischen Übersichtskarte (1:200 000)

An derselben Stelle schneiden sich auch die Verbindungsgeraden der gesicherten Tuffschlote Heilsberg-Junkernbühl (W - E-streichend) und der Ausbruchspunkte Hohenkrähen - Hohentwiel - Carolihof (N - S-streichend).(vgl. Abb.2.)
Das so rekonstruierte Eruptionszentrum des Roseneggs kann mit großer Wahrscheinlichkeit an dieser Stelle festgelegt werden. Für diesen Punkt spricht außer den angeführten Gründen noch die Tatsache, daß die mit dem Tuff geförderten Auswürflinge in Abhängigkeit von der Entfernung zu diesem Schlot merkliche Größenunterschiede aufweisen. So sind die Auswürflinge in den beiden Steinbrüchen "Kesselbrunnen" und "Hinter dem Berg" (500 m Entfernung) bei einem Maximalgewicht von 2,5 kg wesentlich größer, als die an der 800 m entfernten SO-Wand mit maximal 450 g. Die gröbsten Auswürflinge des Tuffes sind in den Weganschnitten in der unmittelbaren Umgebung der Ruine Rosenegg zu finden. Unweit der wahrscheinlichen Ausbruchsstelle war bis zum Beginn dieses Jahrhunderts der Austritt einer schwefelwasserstoffführenden Mineralquelle bekannt.-

Die erwähnte "Schichtung" besteht aus horizontalen, linsenförmigen Partien von stark wechselnder Mächtigkeit (20 bis 350 mm) bei entsprechend wachsender Grösse der magmatogenen und magmenfremden Auswürflinge. Nach 5 bis 10 m keilen diese Linsen wieder aus. Sie sind bedingt durch einen Wechsel sowohl des Materials wie der Korngrößen und sind auf eine etwa rhytmische Tätigkeit des Vulkans zurückzuführen; während der Phasen verstärkter Aktivität sammelten sich die aus dem Schlot geschleuderten Brocken gröberen Materials in reliefbedingten Vertiefungen oder leichten Mulden.

Da die Lagen ungleicher Korngröße und Zusammensetzung zwar unterscheidbar, jedoch nicht durch ebene, zur Ablösung neigende Flächen getrennt sind, sind sie nach der Nomenklatur von H. CLOOS (1941) als unflächige Lagenschichtung zu bezeichnen.

2. PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG

2. 1. Entnahme der Proben, Beschreibung des Aussehens und der Struktur, Konsistenz, Untersuchungsmethoden.

Die zur Untersuchung herangezogenen Proben des Tuffes wurden mit Ausnahme der Fremdgesteinsauswürflinge an folgenden, im Durchschnitt jeweils 600 m auseinanderliegenden Aufschlüssen entnommen:

Steinbruch "Kesselbrunnen"
Steinbruch "Hinter dem Berg"
Wegeinschnitt 250 m östl. Ruine Rosenegg
Südost-Steilwand südl. Höhenmarke 553,0
Klinge 400 m südl. Ruine Rosenegg

Da der Steinbruch "Kesselbrunnen" als einziger unverwittertes Material liefert. stammen die untersuchten Fremdgesteinauswürflinge fast ausnahmslos aus diesem Aufschluß. Hierbei wurde nur solches Material verwendet, das in eindeutigem Verband mit den Tuffmassen stand, also direkt aus der Aufschlußwand oder aus großen, losgesprengten Blöcken entnommen werden konnte. Somit wurde eine Verwechslung mit verschwemmtem Geröll und Geschiebe der glazialen Überdeckung vermieden.
Der Tuff selbst (vgl. Abb. 3), der im frischen Zustand eine blaugraue Farbe zeigt und porphyroklastische Struktur besitzt, ist in seinen Hauptpartien von ungeschichtetem bis massigen Charakter, bei einer durchschnittlichen Korngröße bis zu 6 mm. In dieser feinkörnigen Grundmasse sind grobe Einschlüsse verhältnismäßig selten. Letztere sind überwiegend in die unflächige Lagenschichtung eingebettet.
Verwitterndes Gestein zeigt eine durch Limonitisierung bedingte Braunfärbung wie die Tuffvorkommen des Heilsbergs (D. KNÖFEL 1962) und der weiteren Umgebung. Es zerfriert verhältnismäßig rasch aufgrund des Montmorillonit-Gehaltes im der feinkörnigen Grundmasse. Ihre Festigkeit verdanken diese in unregelmäßigen Rhytmen aufeinandergepackten Auswurfsmassen karbonatischem und - quantitativ

etwas zurücktretend - kieseligem Bindemittel, welches durch postmagmatische Lösungen im ursprünglichen Porenraum abgeschieden wurde. Ebenso sind die zahlreichen, den ganzen Tuffkomplex ohne erkennbare Gesetzmäßigkeit durchziehenden Klüfte und Spalten von Karbonat und SiO_2 ausgefüllt. Aus diesem Grund ist die Permeabilität des Gesteins praktisch gleich null.

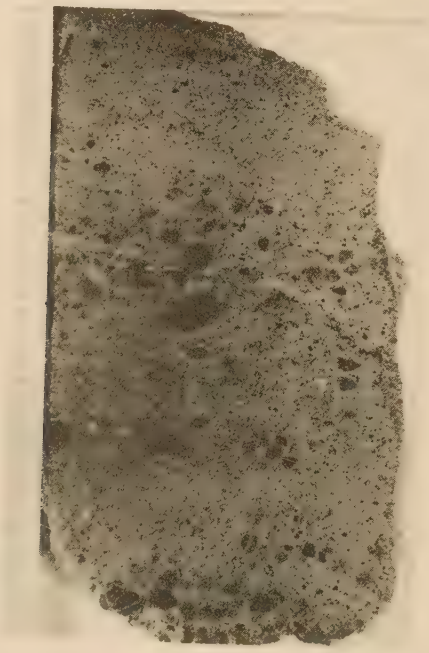

Abb. 3 Wechsel von massigem, feinkörnigem mit grobkörnigem Material in unflächiger Lagenschichtung. (Maßstab 1:1,5)

Die starke Silifizierung, welche auch die feinsten Porenräume erfaßte, verhindert weitgehend das Aufschließen und Aufbereiten des Tuffs. Gängige Aufbereitungsmethoden mit Benzin oder Wasserstoff-Peroxyd, wie sie sonst bei petrographischen Untersuchungen von Vulkantuffen nach

den Erfahrungen in der Mikropaläontologie mit Erfolg angewendet werden, versagten in diesem Falle völlig. Auch die sehr gewaltsame Methode der Glaubersalzsprengung, bei der schon spürbare Störungen durch mitzertrümmerte sedimentäre Einschlüsse in Kauf genommen werden müßten, führte zu keinem brauchbaren Ergebnis, denn auch nach über fünfzigfacher Wiederholung der Kristallisationssprengung wurden lediglich Einzelminerale wie z.B. Hornblenden zertrümmert, während der Tuff selbst nur zu einer durchschnittlichen Korngröße von 1,5 mm zerfiel. Der so entstandene Grus ließ sich dann durch weitere Sprengungsversuche nicht mehr merklich verkleinern, er bestand immer noch aus umkrusteten und miteinander verbackenen Teilchen magmatogener und magmenfremder Herkunft.

Die Möglichkeit zu einer auch nur annähernd sauberen Trennung der Bestandteile des Tuffs ist somit nicht gegeben. Demnach sind auch petrographische Untersuchungsmethoden wie Sieb- und Schlämmanalysen und die Schweretrennung von vornherein ausgeschlossen.

Ähnliche Schwierigkeiten ergeben sich auch beim Anfertigen chemischer Analysen, da die syn- und postvulkanischen Lösungen den ursprünglichen Chemismus erheblich verfälschen.

Für die petrographische Untersuchung des Tuffs blieben im wesentlichen nur optische Methoden übrig, makroskopisch die Auszählung im Aufschluß und an polierten Anschliffen, mikroskopisch die Untersuchung von Dünnschliffen und Pulverpräparaten.

Korngrößenangaben wurden durch Ausmessen von polierten Querschnitten des Tuffs gewonnen, wodurch eine verhältnismäßig breite Fehlergrenze wegen der Zufälligkeit der Schnittlager toleriert werden muß. Dieselbe Einschränkung gilt auch für die meisten Größenangaben im mikroskopischen Bereich.

Bei Korngrößen, die noch durch mechanisches Herauspräparieren zu erfassen waren, wurden neben der mikroskopischen Untersuchung röntgenographische Aufnahmen und

chemische Analysen angefertigt. Bei der Aufnahme von Röntgendiagrammen wurde ein Zählrohrgoniometer (Philips-Müller), und zur Auswertung Testaufnahmen sowie die ASTM-Kartei benützt.
Für die zur Unterscheidung von Tief- und Hochtemperatur-Modifikationen notwendigen Messungen wurde der Universaldrehtisch von LEITZ, zur Auswertung die Stereogramme nach V.D.KAADEN aus W.E.TRÖGER "Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale" (3. Auflage Stuttgart 1959) herangezogen.
Zur Identifizierung der Erzminerale wurden in Araldit eingebettete Anschliffe unter dem Auflichtmikroskop untersucht.
Mit Ausnahme der Alkalien, die flammenphotometrisch bestimmt wurden, wurden die chemischen Analysen nach klassischen Methoden durchgeführt.

2. 2. Die Komponenten des Tuffs.

Das Gesteinsmaterial, aus dem die Auswurfsmassen des Rosenegg zusammengesetzt sind, läßt sich generell in zwei große Gruppen gliedern: in die magmatogenen und in die magmenfremden Bestandteile.

M a g m a t o g e n e K o m p o n e n t e n
- Einzelminerale
- Auswürflinge
- Bindemittel, Gänge

M a g m e n f r e m d e K o m p o n e n t e n
- Einzelminerale
- Auswürflinge

Dabei sind unter den magmatogenen Komponenten zu verstehen: Bestandteile des Tuffs, die aus dem Magma entstanden sind, das den Vulkanausbruch speiste, oder diejenigen, die auf eine späte Phase nach dem Abklingen der eigentlichen, aktiven Tätigkeit zurückzuführen sind.
Unter dem Begriff "magmenfremd" sind alle die Auswurfsprodukte zusammengefaßt, die, praevulkanisch

entstanden, mit dem Herdmagma in keinem direkten genetischen Zusammenhang stehen, sondern bei der Bildung der Schlotröhre aus ihrer Umgebung gelöst, emporgerissen und in die vulkanischen Lockermassen eingebettet wurden.

2. 2. 1. Magmatogene Komponenten

2. 2. 1. 1. Einzelminerale

Die im Tuff auftretenden Einzelminerale, die vor allem in den ruhiger gelagerten Partien einen gewichtigen Teil der Gesamtmasse ausmachen, liegen in einer reichhaltigen Skala vor. Bei der Auszählung von Dünnschliffen, die aus Proben von 17 auseinanderliegenden Untersuchungspunkten hergestellt wurden, ergab sich die nachstehende prozentuale Verteilung (Tab. 1). Die angegebenen Prozentzahlen sind Kornzahlprozente; da aber die Korngrößen der ausgezählten Minerale nur selten wesentlich voneinander abweichen, können diese Zahlen ohne großen Fehler auch als Vol.-% angesehen werden. Zwischen magmatogener und magmenfremder Herkunft wurde dabei nicht unterschieden.

Alkalifeldspat	5,4 %
Plagioklas	39,8 %
Quarz	11,7 %
Hornblende	17,6 %
Pyroxen	6,9 %
Biotit	0,7 %
Erzminerale	16,8 %
isotrope Minerale . . .	1,1 %
	100,0 %

Tab. 1 Anteile exogener und endogener Einzelminerale

Oft ist es trotz unverträglicher Paragenesen recht schwierig, Einzelminerale von gelegentlich sogar idiomorph erscheinendem Habitus, die in engem lokalen Verband zueinander stehen (beispielsweise Quarz + Foide + Sanidin) eindeutig einer magmatogenen beziehungswei-

se magmenfremden Herkunft zuzuordnen. Diese Schwierigkeit wird dadurch vergrößert, daß nicht nur im Tuff-Magma gebildete Einzelminerale sondern auch mit Sicherheit dem durchschossenen Grundgebirge entrissene Minerale und Mineralaggregate eindeutig als Hochtemperatur-Modifikationen vorliegen.
Die gesichert magmatogenen Einzelminerale werden im folgenden in der Reihenfolge ihrer quantitativen Bedeutung besprochen.

2. 2. 1. 1. 1. Amphibol (tschermakitische Hornblende)

Das häufigste, im frischen Handstück und im Verwitterungsgrus seiner Größe wegen am stärksten auffallende magmatogene Mineral ist der Amphibol. Es handelt sich zumeist um gut idiomorphe, stenglig-säulige Kristalle von einer durchschnittlichen Größe um 3 mm. Die maximale Größe liegt bei 20 mm, die Streckung geht nach der c-Achse.
Makroskopisch fällt die ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (1 1 0) mit tiefschwarzen, stark glänzenden Flächen auf, mikroskopisch der deutliche Pleochroismus (X = hellgelb-braun, Y = grünbraun und Z = braun) sowie die starke Auslöschungsdispersion, die auf einen relativ starken Titangehalt hinweist. Fast regelmäßig ist eine Verzwillingung nach (100) zu beobachten, seltener Zonarbau. Bis auf unbedeutende Ausnahmen liegen die Minerale völlig frisch mit glatten, unversehrten Kanten im Trümmermaterial eingebettet.
In gesetzmäßiger Verwachsung nach (110) sind gelegentlich Biotitschuppen, seltener auch Magnetit und Apatit als Gastminerale zu finden.
Die optischen Daten lauten:

$$n_x = 1{,}647 \quad n_y = 1{,}659 \quad n_z = 1{,}664$$

$$2V_x = 78^\circ \quad Z \wedge c = 18^\circ$$

Die Röntgendaten lauten:

d Å	I/I_1	hkl	d Å	I/I_1	hkl
8,859	5	020	2,588	30	061
8,391	100	110	2,560	50	002
4,492	10	111	2,378	5	350/400
3,373	55	131	2,349	35	351
3,270	50	240	2,303	15	112/171
3,118	85	310	2,228	5	242/042
2,931	15	151/223	2,158	20	332/132
2,812	25	330	2,052	15	261/202
2,754	20	331	2,020	10	351
2,698	65	151			

Nach WINCHELL (1951) und TRÖGER (1952) handelt es sich bei diesem Amphibol um eine titanhaltige, tschermakitische gemeine Hornblende mit 24 % Fe, Mn, Ti.

2. 2. 1. 1. 2. Pyroxen (diopsidischer Augit)

Gemessen an Häufigkeit und Größe steht das nächst wichtige magmatogene Mineral, der Pyroxen, dem oben besprochenen Amphibol weit nach. Da als Bronzit bestimmter Pyroxen genetisch in keiner Beziehung zum Tuffmagma steht, schrumpft der Anteil an Pyroxenen weiter erheblich zusammen.
Wegen ihrer geringen Durchschnittsgröße von 0,5 mm, gemessen in der Längsrichtung parallel zur c-Achse, sind die Kristalle im Handstück kaum zu erkennen. Auch lassen sie sich aus ihrer verkrusteten Umgebung nicht so sauber herauslösen, daß damit einwandfreie chemische oder röntgenographische Analysen durchgeführt werden könnten. Somit muß die Beschreibung des Minerals auf den mikroskopischen Bereich beschränkt bleiben.
Die grünschwarzen Kristalle erscheinen im Dünnschliff als fast farblose, hell-graugrüne Individuen von idiomorphem, kurzprismatischem Habitus mit scharf abgegrenzten, frischen Kanten. Die Spaltbarkeit nach (110) ist für einen Augit auffallend gut. Während Durchwachsungszwillinge nach (101) überhaupt nicht beobachtet werden

konnten, kommt gelegentlich Verzwillingung nach (100) in Form von einzelnen Lamellen vor. Häufiger ist dagegen deutlicher Zonarbau zu erkennen. Wie die Hornblende zeigt auch der Augit eine starke Auslöschungsdispersion, die auf den immer wieder im Hegau zu beobachtenden Titangehalt zurückzuführen ist. Als Gastmineral ist nur selten Magnetit zu finden.
Während in den meisten Querschnitten kein Pleochroismus zu erkennen ist, findet man gelegentlich, aber nur undeutlich für X = hell-gelbgrün, Y = blaßgrün, Z = hellblaugrün.

Die optischen Daten lauten:

$$n_x = 1{,}680 \qquad n_y = 1{,}688 \qquad n_z = 1{,}710$$

$$2V_z = 56^\circ \qquad Z \wedge c = 41^\circ$$

Nach HESS (1949) und WINCHELL (1951) handelt es sich um einen titanhaltigen diopsidischen Augit.

2. 2. 1. 1. 3. Biotit (Meroxen)

Der Biotit ist neben der Hornblende das einzige magmatogene Mineral, das sich aus dem festen Verband des vulkanischen Materials gut isolieren läßt. Obwohl er in tafeligen Knollen von Durchmessern bis 18 mm und Dicken bis 7 mm vorkommen kann, ist sein mengenmäßiger Anteil mit 0,7 % an den Einzelmineralen relativ gering.
Im frischen Handstück kommen die Biotit-Blättchen meist unzersetzt vor, ihre Farbe ist dann dunkelbraun bis schwarz. Beginnende Zersetzung zeigt sich durch lagige Calcitbildungen zwischen den Spaltflächen an. Der Verwitterung zugängliche Individuen weisen eine rasch verlaufende Ausbleichung auf, die mit einer merklichen Veränderung der optischen Daten einhergeht. Dieser Vorgang kann im Verwitterungsgrus des Steinbruchs in allen Stadien, von leichter Aufhellung bis zur völligen Farblosigkeit beobachtet werden.
Im Dünnschliff ist gelegentlich eine gesetzmäßige Verwachsung mit Rutil nach (010) und (110) zu erkennen, ge-

legentlich kommt als Gastmineral auch Magnetit und sehr selten Hämatit vor. Der Pleochroismus ist sehr kräftig ausgeprägt, man findet für X = orangegelb, Y und Z = dunkel-rotbraun.

Die optischen Daten lauten:

$$\frac{n_y + n_z}{2} = 1{,}617 \quad 2V_x = 9^\circ$$

Der Achsenwinkel wurde nicht an Dünnschliffen gemessen, da sich nach BURCKHARDT (1943) durch die Einbettungstemperatur in Kanadabalsam eine Veränderung des Winkels bis zu 10° ergeben kann. Die Werte wurden an Spaltblättchen in Monochlornaphtalin ermittelt.

Die Röntgendaten lauten:

d Å	I/I_1	hkl
9,985	100	001
4,555	15	110/020
3,354	65	003
3,146	10	112
2,818	5	113
2,638	60	201/130
2,520	20	004/113
2,439	25	201
2,170	5	-

Nach BURCKHARDT (1943), WINCHELL (1951) und TRÖGER (1951) handelt es sich um einen Meroxen. Er ist praktisch identisch mit dem Meroxen, den KNÖFEL (1962) am benachbarten Heilsberg beschrieben und als 1M-Typ bestimmt hat.
Gelegentlich vorkommende kleine Biotitschuppen, die schwach, teilweise oder ganz in Chlorit umgewandelt sind, dürften Trümmer des geförderten Fremdgesteins sein.

2. 2. 1. 1. 4. Opake Minerale (Magnetit, Hämatit, Pyrit.)

Unter den opaken Mineralbestandteilen, die mit 16,8 % einen wesentlichen Anteil an den Einzelmineralen haben,

ist, neben Hämatit und Pyrit, der Magnetit der wichtigste Vertreter mit annanernd 85%; körnig ausgebildet und immer frisch, erreicnt er eine maximale Korngröße bis zu 0,8 mm, doch liegt die Hauptmenge beträchtlich darunter. Mit dieser geringen Größe fallt der Magnetit gegenüber den vulkanischen Nachbarvorkommen (bis zu 300 g schwere Magnetitknollen am Heilsberg!) weit aus dem Rahmen. Selbst von den größten Körnern lassen sich aus dem Tuff nur Bruchstücke herauspräparieren, die eine spezielle erzmikroskopische Untersuchung nicht zulassen. Zwar ist eine qualitative Trennung aus stark zerkleinertem Tuff mit dem Handmagneten möglich, doch läßt sich auch hier nur stark verunreinigtes Material gewinnen, das sich für Analysen nicht eignet. Gelegentlich sind die Flächen (111) zu beobachten, meist jedoch nur formlose Körnchen.

2. 2. 1. 1. 5. Sanidin

Unter dem qualitativ (56,9%) sehr umfangreichen Bestand an hellen Mineralen ist als einziges sicher magmatogenes Mineral der Sanidin mit ca. 0,5% vertreten. Doch kann mit großer Wahrscheinlichkeit gesagt werden, daß der Gehalt an magmatogenem Sanidin in Wirklichkeit noch geringer ist, da das temperatur-optische Verhalten allein nicht zur Festlegung der Herkunft eines Feldspates genügt. Diese Tatsache soll bei der Besprechung der Plagioklase näher erläutert werden. Grundsätzlich jedoch ist das Vorkommen von magmatogenem Sanidin im Tuff durch das häufige Auftreten in den Lapilli gesichert. Der Sanidin kommt in unzersetzten, leistenförmig bis tafeligen Kriställchen bei einer durchschnittlichen Korngröße von 0,4 mm vor. Wesentlich größere Individuen sind nicht vertreten. Wegen der geringen Korngröße können weder analytische Daten noch Brechungsindizes (die Lichtbrechung liegt erheblich unter der des Kanadabalsams) angegeben werden. Der Winkel der optischen Achsen bewegt sich in geringen Beträgen (bis 8°) um 0°. Für XAa wurden $7-9^{\circ}$ gefunden. Nach TUTTLE (1952) ist es ein Hoch-Sanidin, der in etwa ein Verhältnis Or : $Ab_{(Ab93\ An07)}$ = 45 : 55 bei einer

Toleranz von ± 10 Mol.-% aufweist.

2. 2. 1. 1. 6. Apatit (Fluorapatit)

Im Dünnschliff können gelegentlich kleine, bis 1,2 mm, im Durchschnitt 0,4 mm große Kristalle von idiomorphem, hexagonalem Habitus gefunden werden. Sie sind farblos bis hell-gelbbraun und zeichnen sich durch hervorragenden Erhaltungszustand aus. Während die bisher aufgezählten Einzelminerale mit Ausnahme von Magnetit und Sanidin in den grobkörnigen Lagenschichten zahlreicher vertreten sind, ist der Apatit gleichmäßig auf die grobkörnigen wie auf die feinkörnig-massigen Partien verteilt.
Die Doppelbrechung des Apatits ist sehr gering, eine Spaltbarkeit ist nicht zu beobachten. Die meisten Querschnitte weisen einen anomalen Achsenwinkel bis zu 6° auf.

Die optischen Daten sind:

$$n_o = 1{,}643 \qquad n_\varepsilon = 1{,}640 \qquad n_o - n_\varepsilon = 0{,}003$$

Nach WINCHELL (1951) ergibt sich daraus ein Fluorapatit mit ca. 25 % Chlorapatit.

2. 2. 1. 1. 7. Optisch isotrope Minerale.

Alle beobachteten isotropen Minerale erreichen eine Korngröße von höchstens 0,2 mm und lassen sich nur im Dünnschliff nachweisen. Vor allem farblose bis wasserklare Minerale konnten daher meist nicht genauer definiert werden; auch die magmatogene Herkunft ist nicht in jedem Fall sichergestellt.

Melanit.

Mit angenähert 15% an den isotropen Mineralen beteiligt, ist der Melanit noch am leichtesten zu identifizieren. Es handelt sich um ein titanhaltiges Glied der Granatgruppe (nach TRÖGER 1951 ein titanreicher Andradit), dessen Körner keine ausgeprägten Flächen aufweisen. Bei gelegentlichem

Zonarbau zeigt das Mineral im Dünnschliff gelbbraune bis,braune Farben. Da die Melanite in der Paragenese phonolithischer Magmen vertreten sind, deutet hier sein Vorkommen auf die Mittelstellung des von den meisten Autoren den Melilithiten nähergestellten "Decken"-Tuffmagmas zwischen der basaltischen und der phonolithischen Reihe.

Leucit.

Leucit kommt verhältnismäßig selten in kleinen wasserklaren Körnern mit fast kreisrundem Querschnitt ohne erkennbare Spaltbarkeit vor. Feine, polysynthetisch angeordnete Entmischungslamellierung bei schwacher Doppelbrechung ist typisch.

Analcim.

Analcim ist ebenfalls selten als restmagmatisches Produkt in der Tuffmasse selbst, vor allem aber auf feinsten Klüften vertreten. Bei deutlicher Spaltbarkeit (001) zeigen die wasserklaren Körner gelegentlich schwach doppelbrechende Anomalie.

2. 2. 1. 1. 8. Zeolithe.

Wie der Analcim kommen auch die Zeolithe fast ausschließlich in den feinen und feinsten Hohlräumen vor. Zahlenmäßig treten sie gegenüber den anderen magmatogenen Mineralen weit in den Hintergrund.

Natrolith kommt nicht wie am benachbarten Hohentwiel in leuchtend orangefarbenen Tönungen vor, sondern ist völlig farblos. Die faserigen bis stengligen Aggregate zeigen gerade Auslöschung. Der schwer meßbare, positive Achsenwinkel liegt bei $2V_z$ = ca. 60°.

Philippsit liegt in kurzsäuligen, manchmal durchkreuzt verzwillingten Kriställchen vor. Auch er ist farblos, $2V_z$ liegt ebenfalls bei 60°, die Auslöschungsschiefe schwankt stark.

Laumontit tritt durch seine anomale Interferenzfarbe (blau) hervor und besteht aus kleinen säuligen Kristallen mit schiefer Auslöschung. Der Achsenwinkel liegt mit $2V_x = 30^\circ$ niedriger als bei den beiden anderen Zeolithen.

2. 2. 1. 2. Auswürflinge

Außer den magmatogenen Einzelmineralen wurde während der Eruptionen auch gröberes Material gefördert, das ebenfalls in direktem genetischem Zusammenhang mit dem Tuffmagma steht. Es handelt sich hier um Aggregate, die vor und während der Förderung erstarrten und häufig vielfältigen Mineralbestand aufweisen. Die Gruppe der Auswürflinge umfasst die Lapilli sowie die im Fall des Rosenegg-Vulkans bemerkenswert seltenen Bomben.

2. 2. 1. 2. 1. Lapilli

Der Terminus "Lapilli" wird in der Literatur meist ohne genauere Definition und ohne Rücksicht auf die Herkunft als rohe Korngrößenangabe gebraucht; (A.RITTMANN 1960 : "Kleine Auswürflinge mit Durchmessern von 2 mm bis 2 cm werden allgemein Lapilli genannt. Am häufigsten bestehen sie aus alten Laven, Schlacken ... Bruchstücken irgendwelcher anderer Gesteine, die im Schlot anstehen.") In Anlehnung an die Nomenklatur von H. CLOOS (1941) wird dieser Begriff im folgenden ausschließlich für die vulkanische Komponente verwendet. Lediglich in die Lapilli als Kern eingeschlossene Gesteinstrümmer, die vom Anstehenden der Schlotwand stammen, sollen hierin einbezogen werden. Die Korngröße der im Rosenegg-Tuff vorkommenden Lapilli bewegt sich zwischen 1,5 mm bis 20 mm und nur selten wenig darüber, sodaß in diesem Zusammenhang die gebräuchliche Nomenklatur gewahrt bleibt. Am häufigsten sind die Korngrößen um 5 mm zu finden.
Im Handstück und im Aufschluß zeichnen sich die kugeligen Aggregate weder durch Färbung noch durch ihre charakteristische Form ab. Sie sind wie alle Bestandteile

des Tuffs mit ihrer Umgebung fest verbacken und lassen sich nur bruchstückweise herauspräparieren. Da sie sich von den umgebenden Auswurfsmassen praktisch nicht abheben, sind sie nur schwer zu erkennen sodaß der wirkliche Lapilligehalt des Tuffs bei einer makroskopischen Betrachtung weit unterschätzt wird. Im polierten Anschliff dagegen, selbstverständlich auch im Dünnschliff, treten sie deutlich hervor. (vgl. Abb. 4)
Während Lapilli in den feinkörnigeren Tuffablagerungen nur sehr selten zu finden sind, sind sie in den Lagen grobkörnigen Materials bisweilen sehr zahlreich vertreten. Dort ist das Mengenverhältnis zu den Fremdgesteinsauswürflingen vergleichbarer Größe etwa 1:6 im Durchschnitt; gelegentlich wird auch das Verhältnis 1:2 erreicht. Auffallend ist dabei die Konzentration der Lapilli in den oberen Partien einer Lagenschicht (siehe Abb. 4). Am Gesamtvolumen der Tuffmassen gemessen, tritt der quantitative Anteil an Lapilli im Vergleich zu den benachbarten Tuff-Vorkommen auffallend in den Hintergrund.

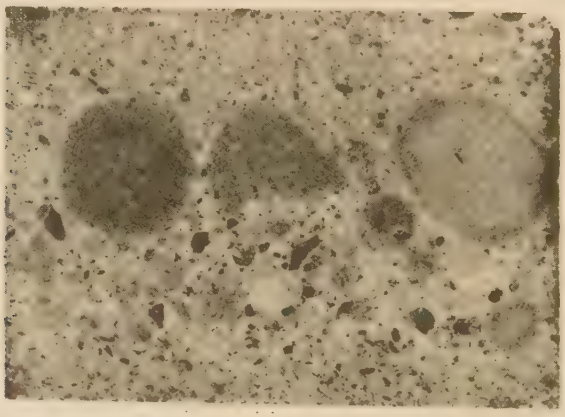

Abb. 4 Lapilli in einer Partie unflächiger Lagenschichtung. Polierter Anschliff. Maßstab 2,5:1

Die Lapilli treten als mehr oder minder kugelige Aggregate auf und sind wegen ihres höheren Gehaltes an femi-

schen Mineralen etwas dunkler als der Tuff. Sie besitzen eine porphyrische Struktur und bestehen in den meisten Fällen aus einem Kern, der das Zentrum bildet, und einer konzentrisch fluidalparallel aufgebauten Rindensubstanz. Falls überhaupt vorhanden, setzen sich die Kerne aus Mineralen oder Mineralaggregaten zusammen, die sich in 2 verschiedene Materialgruppen aufteilen lassen:

Intratellurisch auskristallisiertes, magmatogenes Material.
Aus dem Grundgebirge stammendes, magmenfremdes Material.

58 Lapilli wurden aus polierten Tuffscheiben herauspräpariert und auf ihre Kerne hin untersucht. Dabei zeigten sich folgende Zahlenwerte:

kein Kern	3 entspr.	5,2 %
magmatogener Kern 36	"	62,0 %
magmenfremder Kern ...19	"	32,8 %
		100,0 %

Lapilli ohne Kern sind relativ homogen vom Zentrum bis zum Rand aus derselben Substanz aufgebaut, die bei Aggregaten mit Kern das Material der Rinde bildet.
In den 36 magmatogenen Kernen sind alle häufigeren, bereits besprochenen Einzelminerale bei ungefähr entsprechenden Zahlenverhältnissen vertreten. Ihr Anteil am Aufbau der Kerne ist folgender:

Hornblende 14	entspr.	41,2 %
Magnetit 9	"	26,5 %
diops. Augit 8	"	23,5 %
Meroxen 3	"	8,8 %
		100,0 %

Der Erhaltungszustand dieser Minerale ist durchweg ausgezeichnet, Zersetzungserscheinungen sind unbedeutend. Die angeführten Zahlenwerte gelten für Korngrößen von 5 bis 20mm; werden die Lapilli kleiner, so verschiebt sich das Verhältnis zunehmend zugunsten des Magnetits. Das in den tieferen Teilen des Schlotes anstehende

Grundgebirge ist folgendermaßen an der Kernbildung beteiligt:

Orthopyroxenit	14	entspr.	77,8 %
Diorit	3	"	16,7 %
Biotitgneis	1	"	5,5 %
			100,0 %

Es handelt sich um kaum gerundete, meist splittrige Fremdgesteinstrümmer, die oft sehr auffällige Veränderungen aufweisen. Eine Erläuterung hierzu soll im Zusammenhang mit den nichtmagmatogenen Auswürflingen gegeben werden.

Der Volumenanteil der Kerne am gesamten Aggregat liegt im allgemeinen zwischen 0 bis 90 %, zumeist nehmen die Kerne jedoch nicht mehr als 5 % des Gesamtvolumens ein. Geringere Prozentsätze fallen in der Regel in die Korngrößen unter 5 mm, höhere Anteile sind hauptsächlich in den Größen um und über 20 mm zu finden. Die magmatogene oder magmenfremde Herkunft der Kerne hat weder einen Einfluß auf die Gesamtgröße dieser Auswürflinge noch auf das Volumenverhältnis Kern : Rinde.

Den Kern umschließt die Rindensubstanz, die aus einer fein verfilzten, unter dem Mikroskop unauflösbaren Grundmasse besteht. (vgl. Abb. 5). Darin sind etwas größere magmatogene Minerale eingebettet. Um die feinstkörnige Grundmasse bestimmen zu können, wurden alle unter dem Mikroskop noch erkennbaren Einzelminerale aus der vorsichtig zerkleinerten Rindensubstanz entfernt. Der so erhaltene submikroskopische Anteil enthält nach der röntgenographischen Analyse vorherrschend Montmorillonit, der als Umwandlungsprodukt der glasigen Aschensubstanz anzusehen ist, sowie wenig Calcit, Hornblende, Kalifeldspat und Magnetit. Der Calcitgehalt ist überwiegend auf porenraumfüllende Hydrothermallösungen der vulkanischen Spätphase zurückzuführen.

In die Rindensubstanz eingelagerte Einzelminerale weisen durchweg langgestreckten bis leistenförmigen Habitus auf und sind durchweg fluidalparellel zum Kern bzw.

der Außenhaut eingeregelt. Aus den gemittelten Auszählungsergebnissen von 5 Lapilli-Dünnschliffen wird folgender, den magmatogenen Einzelmineralen des Tuffs qualitativ wie quantitativ weitgehend entsprechender Mineralbestand deutlich:

Hornblende	34,2 %
Magnetit	25,8 %
Augit	14,3 %
Biotit	11,4 %
Sanidin.....	8,6 %
Analcim, Leucit, Melanit	5,7 %
	100,0 %

Xenolithe, d.h. Bronzit (stark zersetzt), Quarz, Plagioklas, sowie Chlorit- und Serpentinfragmente sind äußerst selten und nie idiomorph.
Die Mengenverhältnisse der aufgezählten Minerale wechseln von Lapilli zu Lapilli. Der Erhaltungszustand entspricht dem der Tuff-Einzelminerale.

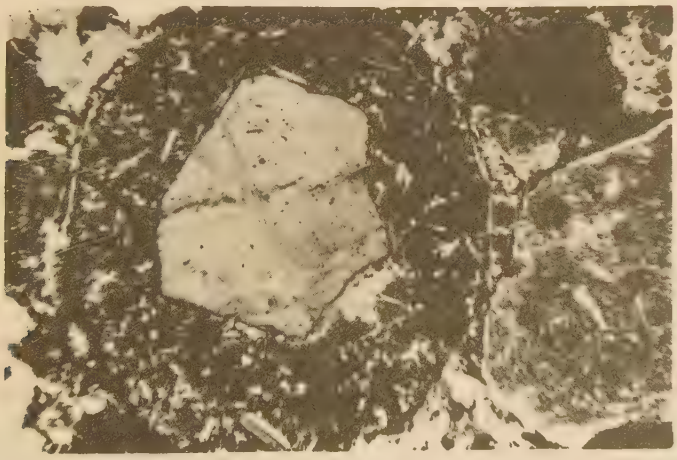

Abb. 5 Typischer Querschnitt durch eine Lapilli-Kugel. Dünnschliff. Maßstab: 50 : 1

Bevor auf die äußere Form der Lapilli und die sie beeinflussenden Faktoren eingegangen wird, soll kurz die Ge-

nese dieser Auswürflinge beschrieben bzw. gedeutet werden.

Durch das explosionsartige Emporstreben der vulkanischen Gase aus dem Schlot werden größere Minerale und Mineralaggregate, die im Muttermagma ausgeschieden wurden, sowie Brocken der tief im Schlot anstehenden Gesteine emporgerissen. Sie bilden den Kern. Das fein- und feinstkörnige Material, das dann die Rinde aufbaut, strömt infolge seiner geringeren Masse mit höherer Geschwindigkeit im Gasstrom nach oben an den schwereren und somit langsameren Kernen vorbei. Die letzteren erhalten im "Gebläse" des Vulkanschlotes eine rotierende Bewegung, sodaß die emporwirbelnden, glasig-viskosen Aschenteilchen gleichmäßig auf allen Seiten des relativ kühleren Kerns haften bleiben und ihn inkrustieren. Dabei werden mitfliegende kleine Kriställchen oberflächenparellel aufgekittet. So "wächst" die Lapillikugel in den untersten Schlotpartien, indem sich Schale um Schale um den Kern schließt. Da der fördernde Schlot eine Tiefe von mindestens 4 000 m aufweist, sind größere Aggregate über verhältnismäßig lange Zeit hinweg den Einflüssen des herdnahen Gasstroms ausgesetzt, sodaß die Lapilli häufig mehr als das hundertfache Volumen ihres Kerns erhalten können. Während der Phasen ruhiger Tätigkeit des Vulkans reicht die Energie der ausströmenden Gase nicht aus, um die in der Tiefe des Schlotes wirbelnden Kugeln auszuschleudern. Deswegen sind in den oft mehrere Meter mächtigen feinkörnigen Lagen des Tuffs äußerst selten Lapilli zu finden. Verstärkte, explosive Tätigkeit, welche die Lagenschichten aus grobem Material aufbauen, stößt dann die Lapillikugeln aus. Diese sind im Augenblick des Auswurfs teilweise noch plastisch, sodaß sie beim Aufprall in die bereits abgelagerten Tuffmassen deformiert werden. Die Deformierung im plastischen Zustand läßt sich gut an Biotitblättchen nachweisen, die in der Rindensubstanz der ellipsoidisch verformten Körper verbogen worden sind, ohne daß der gesamte Auswürfling weitere Brucherscheinungen aufweist.

Nicht alle derartigen Auswürflinge waren zum Zeitpunkt der auf sie wirkenden Verformungskräfte noch plastisch, denn gelegentlich können auch zerbrochene Körper mit scharfen Bruchkanten beobachtet werden (s. Abb. 4).

Häufig kann man in den Auswurfsmassen beobachten, wie noch nicht voll erstarrte Lapilli zwischen grobe Fremdgesteinsauswürflinge eingezwängt und so gewaltsam ihrer Umgebung angepaßt wurden.
K. SAPPER (1927) führt die rundliche Form der Lapilli-Kugeln auf die gegenseitige Abnutzung beim Anprall aneinander und auf den Abrieb beim Herumwirbeln an den Schlotwänden zurück. Diese Erklärung kann auf die Genese der Lapilli des Rosenegg-Vulkans wegen ihrer deutlich konzentrischen Fluidalstruktur genauso wenig Anwendung finden, wie auf die vergleichbaren Aggregate, die G. W. RUST (1937) in den vulkanischen Tuffen von Missouri beschreibt.
Selbstverständlich können Abriebeffekte nicht völlig in Abrede gestellt werden, jedoch sind ihre Auswirkungen auf die Form der Lapilli nur geringfügig.
Vollkommene Kugelform weisen nur 25% aller auftretenden Lapilli auf, sie sind überwiegend in den Korngrößen unter 5mm zu finden. In den Korngrößen darüber beginnen mit zunehmendem Durchmesser ellipsoidische Formen zu überwiegen. Dabei werden dann Achsenverhältnisse bis zu 1:4 erreicht.
Die äußere Form der Auswürflinge wird von folgenden Faktoren beeinflußt:

Volumenverhältnis Kern zu Rinde
Form des Kerns
Masse des gesamten Auswürflings

Das Volumenverhältnis der beiden Komponenten, welche die Lapilli aufbauen, spielt bei der Formgebung eine entscheidende Rolle. Ist der Kern beispielsweise mit 90% am Gesamtvolumen beteiligt, so muß sich das ganze Aggregat der vorgegebenen Form des Kerns anpassen. Eckiges, splittriges Äußeres des Kerns kann hierbei nicht durch

die feinkörnige Rindensubstanz ausgeglichen werden. Hat der Kern dagegen nur einen Anteil von 1-5%, oder fehlt er ganz, so wird die Form des entstehenden Lapilli nur durch äußere Einflüsse, das rotierende Herumwirbeln im Schlotinneren und die anschließenden Beanspruchungen während der Einbettung geprägt.

Die Masse des Körpers spielt vor allem nach dem Verlassen der Schlotröhre eine Rolle. Auswürflinge mit großer Masse werden naturgemäß beim Aufprall auf die Ablagerungsfläche häufiger und stärker deformiert als kleine, leichte Kügelchen, welche nach dem Verlassen des Schlotes zudem rascher abkühlen und erstarren. Zahlreiche Lapilli weisen deutliche Eindrücke benachbarter, gleichzeitig eingebetteter Gesteinsbrocken auf, was auf gute Plastizität während des Auswurfs und der Einbettung hinweist.

Das im Schlot verhältnismäßig kontinuierlich verlaufende Wachstum der Lapilli, an dem überwiegend feine und feinste Korngrößen beteiligt waren, verursachte eine sehr dichte Packung der Bestandteile. Dadurch war der Porenraum der Auswürflinge von vornherein klein. Im Gegensatz zu den nur locker aufeinander gehäuften Tuffmassen wurden die Lapilli deswegen von Hydrothermallösungen nur unwesentlich durchsetzt. Wegen dieser geringen Aufnahmefähigkeit unterscheidet sich der heutige Chemismus der Lapilli nur unbedeutend von dem zur Zeit der Einbettung. Da die Lapilli ihrer Genese wegen als Repräsentanten des den Vulkan speisenden Magmas angesehen und damit als Träger des im Herd herrschenden Chemismus bezeichnet werden können, fällt ihnen bei der Aufklärung der chemischen Zusammensetzung des Tuffmagmas große Bedeutung zu.

Die unten angeführten chemischen Analysendaten wurden aus dem Rindenmaterial von 40 Lapillikugeln gewonnen. Dazu wurden Auswürflinge folgender Gruppen herangezogen:

Analyse Nr. 1 : ohne erkennbaren Kern
" " 2 : Hornblendekristall als Kern
" " 3 : Magnetit-Aggregat " "
" " 4 : Orthopyroxenit " "

Aus jeder Gruppe wurden jeweils 10 Aggregate von Korngrößen um 20 mm bis zu den Korngrößen, die mechanisch noch aus dem Tuffverband herauszulösen waren (= ca. 5mm), von ihren Kernen befreit. Ebenfalls entfernt wurde die durch Hydrothermallösungen beeinflußte und stärker verkrustete äußerste Schale der Auswürflinge (ca. 2 mm).

Die Analysendaten lauten:

Analyse Nr.	1.	2.	3.	4.
SiO_2	29,9 %	30,3 %	30,1 %	30,2 %
TiO_2	0,8	0,9	1,1	1,0
Al_2O_3	10,7	10,5	10,7	10,6
Fe_2O_3 + FeO	11,1	11,3	12,1	11,4
MgO	7,2	7,5	7,4	7,1
CaO	20,2	19,4	19,1	19,8
Na_2O	1,4	1,5	1,3	1,3
K_2O	0,9	1,1	0,9	1,0
P_2O_5	0,6	0,7	0,5	0,5
H_2O + CO_2	16,9	16,8	17,0	17,2
Summe	99,7 %	100,0 %	100,2 %	100,1 %

Aus diesen verblüffend gleichartigen Analysenergebnissen wird deutlich, daß sich die Grundmasse der verschiedensten Lapilli nicht merklich unterscheidet, gleichgültig, aus welchem Material sich das Zentrum der Auswürflinge zusammensetzt.
Welche Folgerungen aus den Analysen gezogen werden können, und welche Korrekturen daran - vor allem im Hinblick auf den hohen Ca-Gehalt - angebracht werden müssen, soll im Zusammenhang mit der Besprechung des Mutter-Magmas erfolgen.

2. 2. 1. 2. 2. Bomben

Wie bei den benachbarten Tuffvorkommen, so war auch im

Fall des Roseneggs das Magma zu zähflüssig, um ein Material zu fördern, das dem gebräuchlichen Begriff "Bombe" entspricht. Weder geformte oder ungeformte Lavafetzen, noch "Brotkrustenbomben" oder ähnliche Auswürflinge sind in den Aufschlüssen zu beobachten. Es werden in dieser Arbeit als "Bombe" kristalline, magmatogene Aggregate bezeichnet, die bereits vor der Förderung intratellurisch auskristallisiert waren.

Im Gegensatz zum Heilsberg, in dessen Tuffen KNÖFEL mehrere Bomben, teils mit überwiegend hellem, teils mit überwiegend dunklem Mineralbestand, beschreiben konnte, sind solche Aggregate am Rosenegg äußerst selten zu finden. Trotz der wesentlich günstigeren Aufschlußverhältnisse (die aufgeschlossene Fläche beträgt etwa das fünfzehnfache derjenigen des Heilsbergs) ist am Rosenegg lediglich ein einziges Exemplar mit einem Gewicht von 35 g gefunden worden; am Heilsberg dagegen wurden 7 Bomben bei einem Maximalgewicht von 4 000 g beschrieben. Die Unterschiede bezüglich des Gewichts einerseits wie der Häufigkeit andererseits sind wohl weniger in verschiedenartiger Zusammensetzung des geförderten Materials, sondern vielmehr in den unterschiedlichen Entfernungen von Ausbruchsstelle zu Aufschluß zu suchen (der Tuff des Heilsberges ist in unmittelbarer Nähe des Schlotes aufgeschlossen!).

Der einzige am Rosenegg aufgefundene Auswürfling dieser Art ist eine Hornblende-Bombe. Sie lag in einen Horizont eingebettet, der durch eine auffallende Lapilli-Konzentration gekennzeichnet war.

Es handelt sich um ein sehr gut gerundetes, fast kugelförmiges Exemplar mit mittelkörnigem, richtungslos angeordneten Mineralbestand. Das Hauptmineral weist einen durchschnittlichen Korndurchmesser von 2-3 mm auf.

Der Mineralbestand der Bombe ist folgender:

Amphibol (tschermakit. Hornblende) ...	45%
Pyroxen (diopsidischer Augit)	15%
Biotit (Meroxen)	15%
Magnetit	10%
Apatit, Calcit, Analcim	15%

Diese Minerale entsprechen den frei im Tuff liegenden Einzelmineralen.
Da die Aufschlüsse am Rosenegg praktisch kein intratellurisch erstarrtes Material unddamit keine Differentiationsprodukte bieten, läßt sich die Differentiation des Rosenegg-Magmas nicht mehr rekonstruieren.

2. 2. 1. 2. 3. Tuffauswürflinge

Die Tuff-Auswürflinge, die im folgenden besprochen werden, können nicht mehr eindeutig der Gruppe magmatogenen Materials zugeordnet werden, da sie einen erheblichen Prozentsatz exogener Beimengungen enthalten. Trotzdem müssen sie im Zusammenhang mit den endogenen Auswurfsprodukten besprochen werden, weil sie genetisch eng mit dem Muttermagma verknüpft sind.
Vorwiegend in den grobkörnigen Lagenschichten des Tuffs können gelegentlich Auswürflinge beobachtet werden, die einer, der Hauptförderung vorausgegangenen, älteren Tuffablagerung entstammen dürften. Mit etwa 3 % Volumenanteil an der Gesamtmenge endogener und exogener Auswürflinge sind sie recht spärlich vertreten. Von ihrer Umgebung heben sie sich auch im unbearbeiteten Handstück durch ihre wesentlich dunklere Färbung ab. Letztere ist auf den quantitativ und qualitativ von der Hauptmasse des Tuffs abweichenden Mineralbestand zurückzuführen.
Die Größe der Auswürflinge beträgt durchschnittlich 15mm und erreicht ein Maximum von 50 mm, die äußere Form ist durch scharfe, splittrige Kanten ohne jegliche Abrundung gekennzeichnet.
Das Material, aus dem diese Brocken aufgebaut sind, ist bei auffallender Gleichkörnigkeit des Mineralbestandes in allen aufgefundenen Exemplaren etwas grobkörniger als die feinkörnig-massigen Lagen des Haupt-Tuffs.
Bereits beim Herauspräparieren und bei der Herstellung der Dünnschliffe fällt die wesentlich höhere Härte dieser Auswürflinge auf. Diese Tatsache beruht auf einer

stärkeren Verdichtung des Materials und vor allem auf einer stärkeren Verfestigung durch wandernde karbonatische und kieselsaure Lösungen.
Der Mineralbestand ist ähnlich, aber nicht identisch mit der Hauptmenge des Tuffs. Quantitativ ist vor allem ein Zurücktreten der hellen - meist exogenen - Gemengteile mit Ausnahme von Sanidin festzustellen; letzterer ist zahlreicher vertreten. Die dunklere Färbung der Bruchstücke wird durch den höheren Gehalt an femischen Mineralen, vor allem durch einen wesentlich höheren Magnetit-Gehalt verursacht. Zersetzungserscheinungen an den Einzelmineralen sind um ein vielfaches stärker ausgeprägt als an den freiliegenden, vergleichbaren Mineralen des Haupt-Tuffs oder denen der Lapilli.
Die in den Tuff-Auswürflingen enthaltenen Einzelminerale sind nach der Auszählung von 5 Dünnschliffen folgende:

Alkalifeldspat	5,1 %
Plagioklas	23,9 %
Quarz	7,8 %
Amphibol	24,4 %
Pyroxen	8,1 %
Biotit	2,4 %
opake Minerale	26,8 %
isotrope Minerale	1,2 %

Die Kornzahlprozente dieser Statistik dürfen nur als grober Anhaltspunkt gewertet werden, da die aufgefundenen und hierzu verwerteten Proben mit ihren etwa 0,01 % Anteil am Gesamtgestein keine eindeutigen Schlüsse auf die Zusammensetzung des gesamten ursprünglichen Materials zulassen.
Die Feldspäte, Sanidine wie Plagioklase, liegen - soweit es der Erhaltungszustand noch erkennen lässt - als Tief-Temperaturmodifikation vor. Sie sind durchweg stark, teilweise bis zur Unkenntlichkeit zersetzt.
Amphibol ist bis zu 80 % in Serpentin und in Chalzedon übergeführt. Nur Kristalle, die, als Kerne in Lapillikugeln eingebettet, durch die dichtere Packung der Rindensubstanz vor den aggressiven Lösungen geschützt wur-

den, liegen in einwandfreiem Erhaltungszustand vor.
Die optischen Daten dieses Amphibols sind:

starker Pleochroismus (X = gelbbraun,
Y = grünbraun und Z = braun)
$n_x = 1{,}652$; $n_y = 1{,}670$; $n_z = 1{,}674$
$2V_x = 76^\circ$; $Z\Lambda c = 22^\circ$

Es handelt sich nach WINCHELL (1945) um einen eisenhaltigen Edenit, wie er auch im Haupt-Tuff des Heilsberges beschrieben worden ist.
Der Pyroxen ist durchweg bis auf geringfügige Reste durch ein Gemenge von Karbonat und Chalzedon ersetzt. Er läßt sich meist nur noch anhand der ehemaligen idiomorphen Begrenzung und der in den Nachfolge-Mineralen beibehaltenen Augit-Spaltbarkeit feststellen.
Biotit (Meroxen) unterscheidet sich nicht von dem des Haupt-Tuffs. Er ist zum Teil chloritisiert.
Exogene Einschlüsse sind vorwiegend durch Orthopyroxenit vertreten. Bemerkenswert ist hierbei, daß letzterer nicht die ausgeprägten Umwandlungserscheinungen aufweist, durch die die entsprechenden Auswürflinge des Haupttuffs gekennzeichnet sind. Diesbezügliche Beobachtungen sollen eingehend im Zusammenhang mit den nichtmagmatogenen Auswürflingen besprochen werden.
Eine Schichtung innerhalb des Tuffs, der diese Auswürflinge geliefert hat, ist wegen der geringen Größe der aufgefundenen Exemplare nicht festzustellen.
Nach der Ablagerung des vulkanischen Materials, dessen Zeugen diese Auswürflinge sind, bis zum Beginn der Förderung des Haupttuffs, muß in der Tätigkeit des Vulkans eine Pause, oder doch mindestens eine sehr ruhige Phase eingetreten sein. Darauf deutet einerseits die noch nicht weit fortgeschrittene Umwandlung des Orthopyroxenits, andererseits läßt sich das aus den Zersetzungs- und Silifizierungserscheinungen schließen, welche die hydrothermalen Lösungen an den abgelagerten Lockermassen hervorriefen. Diese Erscheinungen gingen mit einer stärkeren Verkittung des Tuffs einher, als dies nach der

Hauptförderung und nach dem Erlöschen des Rosenegg-Vulkans der Fall war.
Während dieses Verfestigungsvorganges wurde das Auswurfsmaterial weder mechanisch beansprucht, noch durcheinander bewegt, bis es bei der Hauptförderung explosiv aus seinem festen Verband gerissen wurde. Die Dauer des Aufenthalts im Schlot, beziehungsweise der Förderweg, kann wegen der scharfen Bruchkanten der Auswürflinge nicht bedeutend gewesen sein.

2. 2. 1. 3. Bindemittel, Gänge

Mit dem Ausklingen der Auswurfstätigkeit war die Aktivität des Vulkans noch nicht abgeschlossen. Wie bereits bei den Tuff-Auswürflingen erwähnt wurde, hatten wandernde Lösungen während aller Tätigkeitsphasen einen wichtigen Anteil am Aufbau des Tuffs, auch nachdem die Förderung von festem Material beendet war. Wegen ihres teilweise synvulkanischen Auftretens sind diese Lösungen unter die magmatogenen Bildungen zu zählen. Sie lieferten das Bindemittel, das die Lockerprodukte des Schlots zu einem harten Gestein zusammenkittete.
Das Bindemittel setzt sich vorwiegend aus Calcit, Opal und Montmorillonit zusammen; die Beteiligung von Zeolithen und Dolomit ist nur gering. In der Hauptmasse des Tuffs sind diese Komponenten nicht zu isolieren und deswegen quantitativ nicht bestimmbar.
In der Rindensubstanz der Lapilli konnte der Gehalt an $CaCO_3$ chemisch bestimmt werden. Der Montmorillonitgehalt wurde hier, wie auch in xenolith-freien, feinstkörnigen Partien im Tuff selbst, röntgenographisch nachgewiesen. Der SiO_2-Gehalt, der in Form von Opal, Chalzedon und Quarzin (nach mikroskopischer Bestimmung) vorliegt, mußte über den Umweg des Karbonat-Kieselsäure-Verhältnisses in Spaltenfüllungen bestimmt werden.
Der Anteil von Calcit in den Lapilli, die praktisch den von xenolithischen Verunreinigungen freien Tuff darstellen, ist zweifelsohne den syn- und postvulkanisch wandernden Lösungen zuzuschreiben.

Die Analysen von 40 verschiedenen Lapilli ergaben bei einem durchschnittlichen CO_2 - Gehalt von 10% einen Anteil von 20% $CaCO_3$. Dieser hohe Karbonatgehalt verfälscht die Werte des ursprünglichen Tuffchemismus erheblich. Er muß bei der Rekonstruktion beziehungsweise Analyse des Magmentypus berücksichtigt werden.
Ähnlich liegen die Verhältnisse auch bei der Kieselsäure, die als Opal das Gestein verkittet und dessen Zerlegung in die ursprünglichen Bestandteile und Korngrößen verhindert. Auch dieses Porenraum-Füllsel macht sich bei der Bestimmung des Magmentypus recht störend bemerkbar. Wird dieser nachgedrungene Kieselsäuregehalt in den Analysen nicht berücksichtigt, so ergeben sich si-Werte, die in den Bereich eines sauren Phonolithmagmas fallen. Da sich diese freie Kieselsäure analytisch nicht von den silikatischen Mineralbestandteilen getrennt bestimmen läßt, muß ihr quantitativer Anteil aus dem Verhältnis Porenraum-Karbonat: Porenraum-Opal errechnet werden. Hierzu wurde das verheilende Material postvulkanisch aufgebrochener Klüfte analysiert.
Nachdem aus den lockeren Auswurfsmassen durch nachdringende Lösungen ein zusammenhängendes Tuff-Massiv geworden war, wurde dieses durch kleintektonische Bewegungen zerlegt und zerbrochen. Die dabei entstandenen Klüfte und Spalten durchziehen als weiße Adern das gesamte Tuffvorkommen, ohne eine bevorzugte Richtung erkennen zu lassen. Scharfkantige Begrenzung, sowie gelegentlich zu beobachtende Fiederspalten und Tuffbruchstücke, die in der Füllmasse der Klüfte liegen, zeigen, daß zur Zeit des Aufbrechens der Tuff schon stark verfestigt war. Es werden Spaltendurchmesser bis zu 70 mm erreicht. Die bei der Zerklüftung auftretenden Vertikalbewegungen weisen - soweit das feststellbar ist - geringe Verschiebungsbeträge auf. Der höchste Betrag, der anhand eines mitzerrissenen Brockens von Molassemergel gemessen werden konnte, lag bei 25 cm.
Die Kluftfüllungen bestehen im wesentlichen aus Karbonat; dazu kommen relativ erhebliche Mengen Opal, der

zum Teil in Form von Chalzedon auskristallisiert ist. Das Karbonat wurde röntgenographisch als Calcit, der Opal bzw. Chalzedon Mikroskopisch bestimmt. Geringe Mengen Montmorillonit und Dolomit wurden ebenfalls röntgenographisch festgestellt.
Es wurden 8 Kluftfüllungen analysiert, wobei bemerkenswerte Schwankungen der Ergebnisse nicht zutage traten. Der Durchschnittswert dieser Analysendaten lautet:

Glühverlust	42,6%
SiO_2	4,8%
Fe_2O_3	2,8%
Al_2O_3	1,8%
MgO	0,3%
CaO	47,4%
Summe	99,9%

Nach obigen Analysendaten ist der Calcit mit 85,3%, die Kieselsäure mit 4,8% in den Klüften vertreten, das Verhältnis $CaCO_3$ - SiO_2 ist demnach wie 100 : 5,5. Vorausgesetzt, daß die wandernden Lösungen während der ganzen Zeit der Verfestigung des Tuffes wenigstens annähernd dieselbe chemische Zusammensetzung hatten, kann das $CaCO_3$ - SiO_2 - Verhältnis der Kluftfüllungen auch auf das Füllmaterial des Porenraums von Tuff und Lapillikugeln angewendet werden. Hier wäre dann der Anteil des Porenraum-Opals bei einem Karbonatgehalt von 20% mit 1,1% anzusetzen. Diese beiden Werte müssen bei der Deutung des Herdmagmas aus den Analysendaten entfernt werden.
Der gesamte Höhenrücken des Roseneggs wurde von den verfestigenden Lösungen nicht gleichmäßig beeinflußt. Schon morphologisch fallen die Höhenunterschiede zwischen dem Gebiet westlich und dem östlich der Ausbruchsstelle auf, obwohl die glaziale Denudation das Tuffvorkommen relativ gleichmäßig beanspruchte. Während die westliche Hochfläche eine Maximalhöhe von 540m NN erreicht, liegt der höchste Punkt auf der östlichen Flanke bei 565m. Zwar könnten diese Höhenunterschiede auch mittels primärer Mächtigkeitsunterschiede erklärt werden, doch ist die Hauptursache in merklichen Unterschieden in der Härte

zu suchen. Die Aufschlüsse, die in der Nähe des höchsten Punktes gelegen sind, weisen wesentlich härteres Gestein mit merklich geringfügigeren Verwitterungserscheinungen auf als diejenigen, die im stärker denudierten Gebiet gelegen sind.
Die aufgezählten morphologischen Unterschiede sind auf quantitative Unterschiede der den Porenraum ausfüllenden Kieselsäure zurückzuführen. Durch Abrauchen mit Flußsäure gewonnene pauschale SiO_2-Bestimmungen an Tuffproben aus der Westflanke und dem Ost-Steilabfall zeigen dies deutlich:

Süd-Flanke (Kesselbrunnen)	Ost-Steilabfall
SiO_2 .... 36,9%	SiO_2 .... 38,9%

Die zum Vergleich herangezogenen Werte sind aus jeweils 10 Einzelbestimmungen gemittelt worden. Der auffallend hohe Prozentsatz an Kieselsäure ist auf die eingeschlossenen Trümmer von Grund- und Deckgebirge zurückzuführen.

3. 2. 2. Magmenfremdes Material.

3. 2. 2. 1. Einzelminerale.

Wie bereits bei der Besprechung der magmatogenen Minerale erwähnt wurde, entstammt der größere Teil der in den Tuff eingeschlossenen Einzelminerale nicht dem Muttermagma, sondern dem durchschossenen Grund- und Deckgebirge.
Mit 39,8% sind die Plagioklase weitaus am stärksten an allen Einzelmineralen beteiligt, vorwiegend als Albit und Oligoklas, weniger häufig als Andesin. Idiomorphe Formen sind äußerst selten zu beobachten; der Erhaltungszustand reicht von völliger Frische bis zu stärkster Zersetzung, wobei der Zersetzungsgrad in keiner erkennbaren Beziehung zum Anorthitgehalt steht. Die maximale Korngröße liegt bei 2mm, die meisten Körner liegen im Korngrößenbereich zwischen 0,2 - 0,5 mm.
Die auffälligste Erscheinung bei diesen, meist nach dem Albitgesetz (010) verzwillingten Plagioklasen ist das temperatur-optische Verhalten. Von 40 auf dem Universal-

drehtisch eingemessenen Exemplaren zeigte die Mehrzahl eine eindeutige Hochtemperatur-Optik:

Tief-Temperatur ... 12%
Intermediär 10%
Hoch-Temperatur ... 78%

Nach einer derartigen Statistik müssten die Plagioklase vulkanischer Herkunft sein. Dagegen sprechen jedoch folgende Argumente:

Das Fehlen von Plagioklasen in der Rindensubstanz der Lapilli;
Die nicht-idiomorphe, meist splittrige Form;
Starke Zersetzungserscheinungen, meist Kaolinisierung;
Häufiges Auftreten von Hochtemperaturformen bei Plagioklasen entsprechenden Anorthitgehalts in Fremdgesteinsauswürflingen;

Auf das temperaturoptische Verhalten und seine Ursachen dieser Plagioklase soll im Zusammenhang mit den exogenen Gesteinsauswürflingen noch näher eingegangen werden.
Quarz ist ebenfalls auffallend zahlreich (11,7%) vertreten. Da er in den Lapilli nicht auftritt und die Vergesellschaftung mit den eindeutig magmatogenen Feldspatvertretern eine Genese im Herdmagma ausschließt, ist er den Trümmern des an den Schlotwänden anstehenden Grund- und Deckgebirges zuzuordnen.
Es handelt sich um grundsätzlich nicht-idiomorphe Körner mit häufig stark undulöser Auslöschung. Gut abgerundete Formen dürften aus dem durchschossenen Deckgebirge (Molasse) herrühren.
Die Orthoklase liegen wie die Plagioklase überwiegend als Hochtemperatur- oder Intermediärmodifikation vor. Zumal bei kleineren, nicht oder nur wenig zersetzten Individuen ist eine klare Entscheidung zwischen magmatogenem Sanidin und magmenfremdem Orthoklas, der durch die im Schlot herrschende Temperatur in eine Hochtemperaturform übergeführt wurde, meist nicht zu treffen.
Unter die exogenen Mineralbestandteile ist auch der

häufig bereits im rohen Handstück erkennbare Bronzit zu zählen. Es handelt sich um hellgrüne, nichtidiomorphe Körner und Splitter, die in den Tuffen der vulkanischen Umgebung des Roseneggs nicht oder nur sehr selten anzutreffen sind. Es konnten bis zu 5 mm große Exemplare beobachtet werden. Diese Bronzitkörner sind gemeinsam mit ihrem etwa ebenso häufig auftretenden Zersetzungsprodukt, einem Serpentin, als abgesplitterte Teile eines im herdnahen Gebiet der Schlotwand anstehenden Orthopyroxen-Gesteins anzusehen. Die Häufigkeit dieses Minerals entspricht in etwa der des endogenen Biotits (= 0,7%). Eine eingehende Besprechung und die Angabe der optischen Daten soll im Zusammenhang mit dem Muttergestein erfolgen.

2. 2. 2. 2. Auswürflinge.

Überwiegend in die grobkörnigen Lagen des Tuffs sind anteilmäßig bedeutende Mengen von Gesteinsbrocken und Gesteinstrümmern eingelagert, die genetisch mit dem Herdmagma nicht in Zusammenhang stehen. Sie wurden während der explosiven Tätigkeit des Vulkans von den Schlotwänden losgerissen und mit den übrigen Lockermassen ausgeworfen. Diese magmenfremden Auswürflinge bieten eine gute qualitative, in beschränktem Umfang auch quantitative Übersicht über mehrere tausend Meter des sedimentären und kristallinen Untergrundes.
Um einen quantitativen Überblick über das geförderte exogene Material zu gewinnen, wurden die Einschlüsse unverwitterter Bezirke in den Wänden des Steinbruchs "Kesselbrunnen" ausgezählt. Hierzu wurden 6 jeweils 2 m^2 große Flächen ausgewählt, die aufgrund der Verteilung von grob- und feinkörnigem, exogenem und endogenem Material als repräsentativer Querschnitt des gesamten Tuff-Vorkommens angesehen werden dürfen.
Die Auszählung umfasst Durchmesser von 10 - 90 mm. Magmatische Gesteinsbrocken, deren Herkunft eindeutig Geröllhorizonten zuzuschreiben ist, wurden dem sedimentä-

ren Material zugeordnet. Magmatogene Auswürflinge (überwiegend Lapilli) wurden aus der Statistik ausgeschlossen, da sie sich - wie bereits erwähnt - von den feinkörnigen Bestandteilen des Tuffs undeutlich und oft überhaupt nicht unterscheiden lassen.
Weitaus am starksten (87 %) sind die Durchmesser von 10 - 30 mm enthalten; Durchmesser mit mehr als 90 mm sind sehr selten und überschreiten diese Größenordnung nur geringfügig, was den Beobachtungen in den Aufschlüssen des gesamten Vorkommens entspricht.
In der folgenden Tabelle sind die Ergebnisse der Zählungen zusammengestellt:

Gestein	Durchmesser			
	10-30mm	30-60mm	60-90mm	>90mm
sedimentär (+Geröll)	329	24	7	6
magmatisch	269	35	6	2
metamorph	45	9	6	4

Aus der Statistik ergibt sich folgende prozentuale Verteilung exogener Bestandteile:

Sedimentgesteine ..... 49,3 %
Magmatische Gesteine .. 42,1 %
Metamorphe Gesteine ... 8,6 %

Das leichte Überwiegen der magmatischen und metamorphen Auswürflinge gegenüber denen, die dem Deckgebirge entstammen, ist überraschend, da in den benachbarten Tuffvorkommen das extreme Gegenteil der Fall ist. Beispielsweise ist nach KNÖFEL im Heilsberg-Tuff das Verhältnis von nichtmagmatischen zu magmatischen (einschließlich magmatogenen und metamorphen) Gesteinen wie 4 : 1. Diese Ausnahmestellung des Roseneggs kann nur dahin gedeutet werden, daß die das Deckgebirge umfassenden Schlotpartien nach den ersten bereits sehr intensiven explosiven Ausbrüchen keine wesentliche Erweiterung mehr erfuhren, und somit während der weiteren Tätigkeit nur noch verhältnismäßig wenig Material lieferten. Dadurch wurde in den Auswurfsmassen der folgenden Ausbrüche das Verhältnis zugunsten der Tiefengesteine verschoben. Diese

sehr umfangreichen Tuffmassen überdeckten das Material der Erstausbrüche, das bis heute nicht aufgeschlossen wurde. (Die Sohle der Aufschlüsse am Rosenegg liegt etwa 30 m über der - angenommenen - Auflagerungsfläche des Tuffs.)
Die äußere Form der Auswürflinge ist sehr verschieden, es kommen stark abgerundete Exemplare neben sehr scharfkantigen Brocken vor. Eine Abhängigkeit von der Korngröße ist nicht zu erkennen; dagegen spielt die Gesteinsart und der Förderweg eine wichtige Rolle. Auswürflinge sedimentären Ursprungs, beispielsweise Kalke, erscheinen kaum, kristalline Schiefer leicht, Granite und ähnliche Gesteine aus größerer Tiefe stark abgerundet. Während Gesteinsbrocken mit richtungslos-körniger Struktur eine angenäherte Kugelform anstreben, liegen solche von schiefriger Struktur mehr in plattiger bis splittriger Gestalt vor. Magmatische und metamorphe Auswürflinge, die aus Geröllhorizonten des Deckgebirges stammen, zeigen glatte Oberflächen bei sehr gutem Abrundungsgrad, wogegen "echte" Grundgebirgsauswürflinge eine stark gerauhte Oberfläche aufweisen. In Fällen, wo eine Unterscheidung zwischen Geröllstücken und Trümmern des in der Tiefe anstehenden Grundgebirges nach äußeren Merkmalen nicht möglich ist, können mikroskopische Unterscheidungsmerkmale herangezogen werden.

2. 2. 2. 2. 1. Sedimentgesteine.

Die Auswürflinge von Sedimentgesteinen in den "Phonolith"-Tuffen des Hegaus wurden bereits 1910 von BURI eingehend bearbeitet und beschrieben. Ihre Verbreitung im Tuff des Roseneggs und die geologische Herkunft soll hier nicht näher untersucht werden; lediglich einige Besonderheiten, die ursächlich mit der vulkanischen Aktivität verknüpft sind, seien nachfolgend erläutert.

Fluviatile Gerölle.

Geröll-Auswürflinge entstammen den Geröllhorizonten ver-

schiedenster geologischer Formationen, von der Molasse bis zum Rotliegenden reichend; sie lassen sich nirgends mit Sicherheit einordnen. Die Auswürflinge sind mit knapp 10% an den Förderprodukten sedimentären Ursprungs beteiligt.
In der Reihenfolge ihrer Häufigkeit sind folgende Gesteinstypen als hauptsächliche Lieferanten aufzuführen:

Quarzite;
Feinkörnige Granite und Granodiorite;
Andesite (kräftig angewittert);
Kalke und Kalksandsteine;
Kristalline Schiefer von dioritischer bis granodioritischer Zusammensetzung;
Grauwacke, zum Teil mit stark metamorphen Veränderungen;

Gerölle mit geringen Durchmessern (10 mm) lassen in zweidimensionalen Schnitten oft keine eindeutige Geröllform erkennen, sodaß Verwechslungen mit Bruchstücken aus dem in den Schlotwänden anstehenden Kristallin möglich werden können. In solchen Fällen bietet die mikroskopische Untersuchung folgende Unterscheidungsmöglichkeiten: Oberflächenparallele Verwitterungszone und allgemein stärkere Verwitterungserscheinungen, sowie das grundsätzliche Fehlen von Hochtemperatur-Plagioklasen (von letzterem Merkmal sind Arkose-Gerölle ausgenommen.)

Arkose.

Meist nur in kleinen, scharfkantigen Bruchstücken vorkommende Arkose zeigt in ihrem Plagioklasgehalt deutliches Überwiegen von Hochtemperatur- und dahin tendierenden Intermediärmodifikationen. Das Anstehende dieses Gesteins läßt sich nicht eindeutig festlegen, doch kommen aufgrund des temperaturoptischen Verhaltens der Feldspäte nur relativ tief liegende Schlothorizonte in Frage.

Kalke.
Kalkgesteinsauswürflinge wurden überwiegend von triassischen und jurassischen Schichten geliefert. Dunkle,

teilweise stark dolomitische Kalkbröckchen wurden anhand des Vorkommens von Kalifeldspäten, sowie gelegentlich eingeschlossener Reste von Encrinus liliiformis als Zeugen des Muschelkalks erkannt. Zwischen Auswürflingen aus dem Muschelkalk und solchen aus dem Jura bestehen bemerkenswerte Korngrößenunterschiede: der Durchmesser des größten sicheren Muschelkalk-Bruchstücks beträgt 14 mm, während der größte Malmauswürfling 80 aufweist. Da die aus dem Bereich des Muschelkalks stammenden Brokken einen um mindestens 1 000 m weiteren Weg bei entsprechend stärkerer mechanischer Beanspruchung zurückzulegen hatten, erscheinen diese Größenunterschiede plausibel.
Kalkbruchstücke, die Dolomitgehalt aufweisen, zeigen auffallende kontaktmetamorphe Veränderungen. Wie auf Abb. 6. deutlich zu erkennen ist, wird der dunkle Kalkbrocken von einem scharf begrenzten, hellen Reaktionssaum umgeben. Der Außenrand ist im Gegensatz zur inneren Zone auffallend weich und bröckelig und zeichnet sich mikroskopisch durch eine Kornvergröberun g aus.

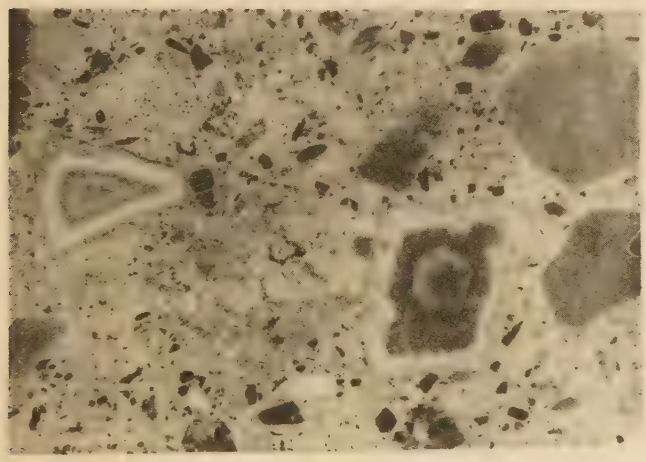

Abb. 6 Kalkbrocken mit randlicher, kontaktmetamorpher Veränderung (Maßstab 2:1)

Eine vergleichende Röntgenanalyse beider Gebiete ergab merkliche Unterschiede im Mineralbestand. Die Kernzone besteht aus dem ursprünglichen, unveränderten Kalkgestein mit einem hohen Dolomitgehalt (über 50%), dagegen ist die Außenzone vollkommen dolomitfrei. Diese Erscheinung ist auf kurzfristige Kontaktmetamorphose im Innern des Schlotes zurückzuführen. Da die in Frage kommenden Kalk-Bruchstücke praktisch ausnahmlos einen scharf begrenzten, ununterbrochenen Reaktionssaum aufweisen, können sie erst nach der Trennung vom Anstehenden den entdolomitisierenden Einflüssen ausgesetzt gewesen sein.
Röntgenographisch wurden außer dem Fehlen von Dolomit in der Außenzone geringfügige Neubildungen von Magnesit und Forsterit nachgewiesen. Mikroskopisch ist letzterer nicht zu erkennen.
Entdolomitisierung als Folge von Kontaktmetamorphose beschreibt V. M. GOLDSCHMIDT (1911) aus dem Kristiania-Gebiet. Danach sind Mg-, Fe- und Mn-Karbonate weit leichter zersetzlich als $CaCO_3$. Schon bei verhältnismäßig niederer Temperatur geben diese Karbonate Ihr CO_2 ab. Dabei wird das Mg teilweise weggeführt, zum Teil setzt es sich mit dem SiO_2-Anteil des Gesteins um. Nach GRUBENMANN-NIGGLI (1924) hat dieser Vorgang seine Ursache in der niedrigen Dissoziationstemperatur der Mg-Karbonate. Die Erscheinung ist besonders deutlich dort zu erkennen, wo der Gesamt-Karbonatanteil über SiO_2 und Al_2O_3 stark überwiegt. Da die Reaktionstemperatur der Ca-Silikate nicht erreicht wird, findet eine Entdolomitisierung statt. Diese Reaktion verläuft nach N. L. BOWEN (1940) bei einer Temperatur von 500° C und einem Druck von 1 000 atm folgendermaßen:

$$2\ Ca\ Mg\ (CO_3)_2 + SiO_2 \rightleftharpoons 2\ CaCO_3 + Mg_2SiO_4 + 2\ CO_2$$

Diese Reaktionsbedingungen waren im Fall des Roseneggs nicht vollkommen erfüllt, sodaß es zur Neubildung von Forsterit nur in verschwindend geringen, submikroskopischen Mengen kam. Der größte Teil des Mg-gehaltes, den das ursprüngliche Gestein aufgewiesen hatte, wurde während der kontaktmetamorphen Einwirkungen zusammen mit

dem freigesetzten CO_2 weggeführt. Die lockere Struktur und gelegentliche Schrumpfungserscheinungen der Reaktionsränder deuten ebenfalls auf eine Volumeneinbuße der Kalk-Auswürflinge. Kalke, die nur einen geringfügigen Dolomitgehalt aufweisen, beispielsweise Malmkalke, zeigen dieselben Erscheinungen in stark abgeschwächter Form.
Die Erscheinung der Entdolomitisierung wurde in den Hegau-Tuffen bisher nirgends beschrieben.

2. 2. 2. 2. 2. Metamorphe Gesteine

Unter dem geförderten Auswurfsmaterial sind die Stücke metamorpher Herkunft mit 8,6% am schwächsten vertreten. Dafür liefern sie die größten Exemplare (bis 2,5 kg). Der Abrundungsgrad dieser Auswürflinge ist recht gering, es überwiegen, durch die schiefrige Struktur bedingt, kantige bis plattige Formen.
Vorherrschend sind mittel- bis grobkörnige Biotit-Gneise. Sie stellen über 80% der metamorphen Fremdgesteinsauswürflinge und weisen granodioritische Zusammensetzung auf. Hauptmineral ist Biotit, der häufig starke Chloritisierungserscheinungen zeigt und auf eine beginnende Angleichung des Gesteins an die Grünschieferfazies hinweist. Der Mineralgehalt ist: Quarz, gelegentlich Orthoklas, Oligoklas, Hornblende (selten) und Biotit.
Der Erhaltungszustand dieser Auswürflinge ist unterschiedlich; es kommen zu etwa gleichen Teilen Proben mit völlig unverändertem Mineralgehalt neben solchen mit starken Umwandlungserscheinungen vor. Diese äußern sich in starker bis völliger Chloritisierung der Biotite, einer teilweisen Zersetzung der Hornblende, sowie in der Umwandlung der hellen Gemengteile zu Calcit und Kaolinit.
Auffallendstes Kennzeichen der mit Sicherheit aus dem Anstehenden stammenden Gneise ist die Tatsache, daß die Plagioklase sämtlicher mikroskopisch untersuchten Proben eindeutig Hochtemperatur-Optik zeigen. Einige Fälle mit intermediärem Verhalten fallen dabei nicht aus dem Rahmen dieser auffallenden Gesetzmäßigkeit.

Die Temperaturmodifikationen wurden nach V. D. KAADEN (1951) aus den Winkeln zwischen der Zwillingsachse und n_x, n_y, n_z ermittelt. Dazu wurden aus jeweils 4 grobkörnigen und 4 mittelkörnigen Biotitgneis-Proben 5 nach dem Albitgesetz (0 1 0) verzwillingte Oligoklas-Kristalle ausgewählt. Um etwaige, nur auf den Außenrand des Auswürflings beschränkte Ausnahmeerscheinungen auszuschließen, wurden zu den Messungen nur Kristalle aus dem Zentrum der Auswürflinge herangezogen. Dabei zeigten auch die zentral in einen 2 500 g schweren Auswürfling eingeschlossenen Oligoklaskristalle eine in der Nähe der Hochtemperaturkurve gelegene Intermediär-Optik auf.

Die nach dem Diagramm nach v. d. KAADEN gewonnenen Meßpunkte sind auf Abb. 8 mit den Werten der magmatischen Auswürflinge zusammengefaßt und den in Form von Einzelmineralen vorkommenden Plagioklaskristallen gegenübergestellt. Die Beträge der an den vermessenen Oligoklaszwillingen festgestellten optischen Achsenwinkel liegen zwischen $2V_x = 65^\circ - 74^\circ$. Die entsprechenden Anorthitgehalte schwanken zwischen 23 und 27% an, wobei die feinkörnigen Gneise mehr nach der basischen Seite hin tendieren, wie aus Abb. 8 zu ersehen ist.
Spärlich vertreten sind noch folgende metamorphe Typen:
Meta-Alkaligranit, grobkörnig mit deutlicher Schieferung. Stark zersetzter Mineralbestand.
Quarzitischer Biotitgneis, sehr feinkörnig mit unverändertem Mineralgehalt (Biotit, Quarz, Oligoklas).
Amphibolit in sehr schlechtem Erhaltungszustand wurde nur in 2 Exemplaren gefunden.

2. 2. 2. 2. 3. Magmatische Gesteine.

Auswürflinge magmatischer Herkunft sind mit 42,1% auffallend häufig an den exogenen Auswurfsmassen beteiligt. Abb. 7 gibt einen Überblick über die Verteilung der gesichert magmatischen Erguß- und Tiefengesteine.

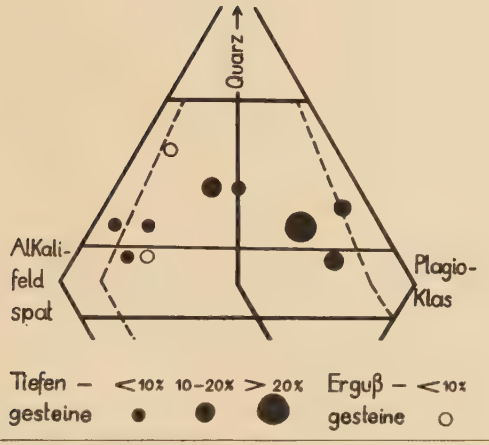

Abb. 7 Verteilung magmatischer Gesteine in den Auswürflingen.

Es wurden 144 in obiger Übersicht verzeichnete Auswürflinge untersucht, davon 38 mikroskopisch, der Rest im makroskopischen Vergleich.

2. 2. 2. 2. 3. 1. Ergußgesteine.

Die Ergußgesteine stellen den geringfügigsten Anteil an den nichtmagmatogenen Auswürflingen (weniger als 1%.) Ihre Herkunft läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen, doch sind aufgrund der äußeren Form die tertiären Geröllhorizonte als Liefergebiet auszuschließen.
Es wurden zwei verschiedene Typen festgestellt: Trachyt (quarzreich) und Quarzporphyr.
Der Trachyt ist der häufigere Vertreter, Es handelt sich um ein Gestein mit stark verwitterter Grundmasse (Quarz, Plagioklas, Hornblende, leicht chlorisierter Biotit und Zeolithe) und porphyrischen Einsprenglingen (kaolinisierter Feldspat.) Diese Auswürflinge entsprechen weitgehend einem trachytischen Gestein, das aus tertiären Geröll-

horizonten stammt, jedoch zeigen sie keine typische Geröllform und sind auch wesentlich stärker zersetzt.

Seltener ist ein leicht metamorpher Quarzporphyr, der Durchmesser bis zu 120 mm erreichen kann. Die Quarzeinsprenglinge in diesen scharfkantigen Auswürflingen sind stark karbonatisiert. Es handelt sich hierbei möglicherweise um Reste aus der Breccie des Rotliegend-Troges.

2. 2. 2. 2. 3. 2. Tiefengesteine.

Knapp 42% der exogenen Auswürflinge setzen sich aus Tiefengesteinen zusammen. Sie entstammen - breit gestreut - im wesentlichen granodioritischen, granitischen und syenitischen Magmen (vgl. Abb. 7.)
Die Hauptmenge, und zugleich die größten Exemplare (bis 800 g) lieferte der granodioritische Bereich. Eine weitere Konzentration tritt im granitisch-syenitischen Grenzgebiet auf, allerdings mit wesentlich kleineren Auswürflingen.
Auffallend ist die Feinkörnigkeit sämtlicher aufgeschlossener Tiefengesteine. Die gröbsten Körner sind beim Alkaligranit mit maximal 6,5 mm zu finden. Mit zunehmendem basischen Charakter nimmt die Korngröße deutlich ab.

Die Anpassung an die Grünschieferfazies (Chloritisierung von Biotit und Hornblende, Calcitisierung und Kaolinisierung der Feldspäte), die für fast alle geförderten Trümmer des Grundgebirges charakteristisch ist, macht sich bei den Tiefengesteinen weit stärker geltend als bei den bisher besprochenen Gesteinstypen. Häufig läßt sich der ursprüngliche Mineralbestand nicht mehr sicher feststellen. Am stärksten wurden die Granodiorite und die Syenite, weniger die Granite von der Umwandlung erfaßt.

Die fast regelmäßig wiederkehrenden Chloritisierungserscheinungen erleichtern die Unterscheidung von entsprechenden Auswürflingen aus fluviatilen Geröllhorizonten.

Prozentual setzen sich die Tiefengesteinsauswürflinge folgendermaßen zusammen:

Granodiorit	29 Vol.-%
Granit	19 "
Quarzdiorit	14 "
Syenodiorit	14 "
Syenit	9 "
Quarzmonzonit	9 "
Alkaligranit	6 "
	100 Vol.-%

Granodiorite: feinkörnig bis mittelkörnig, zum Teil etwas rötlich gefärbt, mit Plagioklas, Quarz, Biotit und wenig Hornblende. Der Plagioklas liegt als Hochtemperatur-Modifikation vor; zumeist handelt es sich um Oligoklas, seltener um Albit und Andesin (durchschnittlicher an-Gehalt von 25 - 35%). Der Quarz weist erhebliche Druckerscheinungen (undulöse Auslöschung) sowie rindenförmige Calcitisierung auf. Der Biotit ist gelegentlich frisch, zumeist aber in allen Übergängen leicht bis vollkommen chloritisiert. Nicht selten ist eine Neubildung von Apatit zu erkennen. Die grobkörnigen Proben weisen im allgemeinen geringere Zersetzungserscheinungen auf als die feinkörnigeren.

Granite: sie zerfallen in zwei Gruppen, von denen eine im quarzreichen Feld, die andere in der Nähe des syenitischen Grenzbereichs liegt. Beide Gruppen sind ziemlich gleich stark vertreten und unterscheiden sich nicht in der Größe ihrer Auswürflinge. Der quarzreiche Typ zeigt eine leicht rötliche Färbung. Er ist grobkörnig und fast frei von dunklen Komponenten. Mineralgehalt: Quarz mit erheblichen Druck- und leichten Calcitisierungserscheinungen, Orthoklas und Albit (kaolinisiert und serizitisiert) mit wenig Zwillingsbildungen, selten Oligoklas. Die Plagioklase sind häufig von einem feinen Chalcedon-Saum umgeben. Biotit ist etwas gebleicht und chloritisiert. Hornblende kommt selten vor.

Der zum Syenit tendierende Granit ist etwas feinkörniger und erscheint hell bis weiß. Der Quarz ist ebenfalls karbonatisiert. Orthoklas und Albit sind stark, teilweise bis zur Unkenntlichkeit zersetzt, sodaß sich der Chemismus nicht mehr eindeutig feststellen läßt. Biotit liegt restlos als Chlorit (Pennin) vor. Serpentin als Neubildung läßt gelegentlich noch Reste einer titanhaltigen Hornblende und von Augit erkennen.

Quarzdiorit liegt im Grenzbereich Quarzdiorit/Granodiorit. Der Mineralbestand des sehr feinkörnigen Gesteins: frisch bis randlich leicht karbonatisierter Quarz, Oligoklas und Andesin (25 bis 35% an) teilweise etwas zersetzt mit wenig Zwillingsbildungen. Orthoklas ist selten, Biotit liegt relativ unverändert vor, ebenso wenig Hornblende in nestförmig angeordneten Aggregaten und selten ein Pyroxen. Gelegentlich Apatit-Neubildung.

Syenodiorit: dunkles, mittel- bis feinkörniges Gestein mit zum Teil frischem, zum Teil stark verändertem Mineralbestand (Serpentinisierung und Chloritisierung): Oligoklas/Andesin mit auffallend häufigem Zwillingswachstum sind teilweise bis zur Unkenntlichkeit zersetzt; wenig frischer Quarz, Kalifeldspat sehr selten. Der Biotit ist größtenteils in Chlorit übergeführt und enthält zum Teil stark verbogene Apatitnadeln. Gelegentlich sind kleine Amphibol- und Pyroxenaggregate enthalten. Neubildung von Apatit und Erz (Hämatit?).

Syenit: dunkles, etwas rötlich gefärbtes Gestein, feinkörnig; gelegentlich völlig frisch, jedoch meist stark zersetzt. Die meist stark undulös auslöschenden Minerale sind: Häufig bis auf geringfügige Reste karbonatisierter Quarz; sehr wenig kaolinisierter Orthoklas, zersetzter Albit und Oligoklas der häufig von Biotit und Apatit durchwachsen ist; Biotit teils frisch, teils weitgehend in Chlorit umgewandelt; wenig, nestförmig angeordnete, serpentini sierte Horn-

blende. Häufig Neubildungen von Apatit und Serpentin in radialstrahligen Aggregaten mit gelegentlicher Chalcedonbildung.

Quarzmonzonit: mittelkörnig mit Orthoklas, Albit und wenig Oligoklas (meist unverzwillingt, stark zersetzt mit Chalcedonrändern), Quarz (stark karbonatisiert), Biotit (gebleicht und chloritisiert mit Erzbildung), Serpentin mit Hornblenderesten. Häufig inselförmige Chalcedoneinschlüsse in den Calcit-Neubildungen.

Alkaligranit: grobkörnig mit weißen und rötlich pigmentierten Feldspäten. Mineralgehalt: Quarz (meist frisch aber mit stark undulöser Auslöschung), Orthoklas, wenig Albit und Oligoklas (überwiegend verzwillingt und verhältnismäßig frisch), Biotit (gelegentlich etwas chloritisiert), wenig Muskowit und selten Hornblende.

Biotit: es wurden zwei kleine Auswürflinge aufgefunden, die zu über 80% aus Biotit bestehen und ein sehr grobkörniges Gestein darstellen. Der Biotit entspricht ungefähr dem freien Meroxen des Tuffs, doch ist er wie in den meisten Xenolithen etwa zur Hälfte in Chlorit (Pennin) umgewandelt und häufig mit gesetzmäßig angeordneten Rutilnadeln (Sagenit) nach (010), {110} verwachsen. Hornblende ist größtenteils serpentinisiert, wenig Quarz und Oligoklas ebenfalls zersetzt.

Bei sämtlichen besprochenen Gesteinstypen gehen die genannten Zersetzungserscheinungen gleichmäßig durch den gesamten Auswürfling.

Das widersprüchliche optische Verhalten der Plagioklase (Hochtemperaturmodifikation in fast allen Tiefengesteinen!) wurde bereits bei der Besprechung der metamorphen Auswürflinge erwähnt. Mit wenigen Ausnahmen gilt diese Eigenart auch für die magmatischen Auswürflinge. Es wurde die Lage der Zwillingsachse zu n_x, n_y, und n_z an 42 der im Tuff als Einzelminerale auftretenden Plagioklase bestimmt. Ebenso wurden 60 im Innern von Fremdgesteinsauswürflingen gelegene Plagioklase nach

der Methode von V. D. KAADEN auf dem Universal-Drehtisch vermessen. Die Lage dieser Punkte im Stereogramm der Normalengesetze ist auf der folgenden Abbildung eingetragen.

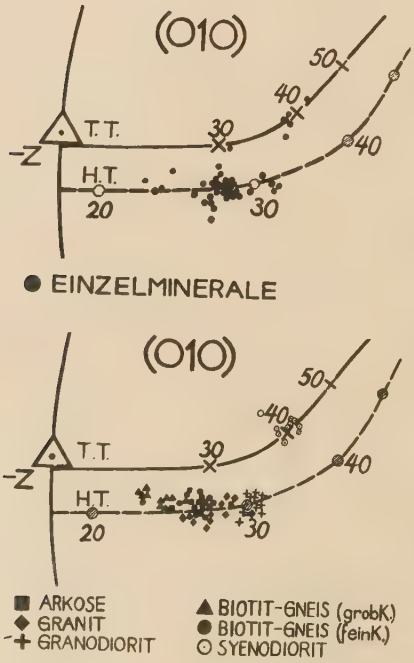

Abb. 8 Lage der Zwillingsachse zu n_x, n_y, n_z bei freien Plagioklasen (oben) und Plagioklasen aus xenolithischen Auswürflingen (unten).

Jeder Punkt im Stereogramm entspricht mehreren (bis 10) Einzelmessungen an verschiedenen Zwillingslamellen desselben Kristalls, die dann für das gesamte Individuum gemittelt wurden. Zur Messung wurden solche Gesteinstypen herangezogen, die am stärksten unter den Auswürflingen vertreten sind. Ein Syenodiorit, der Tief-Andesin von 40% an enthält, stammt aus fluviatilen Geröllhorizonten und verkörpert einen dort häufig vorkommenden plagioklasführenden Gesteinstyp. Er kann als der Hauptlieferant für die als Einzelminerale auftretenden Tieftemperatur-Plagioklase angesprochen werden. Gelegentlich vorkommende Auswürflinge, die einer Arkose entstammen, wurden in die Darstellung der Temperaturmodifikationen aufgenommen, da sie ebenfalls als mögliches Muttergestein von Einzel-Plagioklasen in Frage kommen.

Der Plagioklasgehalt aller magmatischen Fremdgesteinsauswürflinge zeigt eine überraschende Gleichförmigkeit in Bezug auf den Anorthitgehalt wie auf das temperaturoptische Verhalten. Dies gilt auch für die meisten der metamorphen Typen. Die chemische Zusammensetzung entspricht weitestgehend den Werten, die von KNÖFEL am Heilsberg festgestellt wurden, mit dem Unterschied, daß es sich dort überwiegend um Tieftemperatur-Formen handelt.
Verblüffend ist auch die Übereinstimmung von Einzel- und von Gesteins-Plagioklasen, sowohl bezüglich der optischen Verhältnisse als auch des Anorthitgehaltes. Aus dieser Übereinstimmung läßt sich unschwer ein genetischer Zusammenhang erkennen: die Plagioklase im Tuff sind nicht als magmatogene Bildungen, sondern als xenolithische Trümmer anzusehen. Sie stellen das feinste Trümmermaterial der bei der Vulkan-Explosion ausgesprengten Schlotwände im Kristallin, sowie das Abriebprodukt der während der Förderung abgerundeten, gröberen Tiefengesteinstrümmer dar.
Der Charakter eines Gesteins steht häufig in keiner Beziehung zum temperatur-optischen Verhalten des darin vorkommenden Plagioklases. Diese Beobachtung machte A. GLAUSER (1959) u. a. am Granitporphyr von Gutenburg

(S.-Schwarzwald) und an Taveyannaz-Sandstein (Schweiz. Alpen), die beide der Hochtemperatur-Modifikation nahestehende Intermediärformen in ihrem Plagioklasbestand aufweisen.
Ähnliche Erscheinungen - allerdings mit umgekehrten Vorzeichen - beschreibt F. KARL (1954) von Albit und Oligoklas im Bozener Quarzporphyr. Dort wurden Plagioklase primär als Hochtemperaturform - durch sekundäre Temperung mit anschließender, langsamer Abkühlung in Tiefformen übergeführt.
Das widersprüchliche Verhalten der Plagioklasoptik zum Gesteinscharakter, verursacht durch postgenetische Einflüsse, ist eine verhältnismäßig häufige Erscheinung. Welche Plagioklase diese "Sekundäroptik" erwerben können, untersuchte H. TERTSCH (1950). Nach seinen Temperungsversuchen an Albit und Oligoklas weisen diejenigen Tieftemperatur-Plagioklase eine Bereitschaft zum Umschlagen nach der Hochform auf, die zum Zeitpunkt ihrer Genese bereits einmal die Hochform durchgemacht haben. Eine Temperung von Tief- zu Hochtemperatur-Plagioklasen ist demnach dann möglich, wenn der Kristall nach seiner Bildung aus dem Schmelzfluß und nach sehr langsamer Abkühlung in den Tiefengesteinen gewissermaßen noch "Keime" von Hochtemperaturoptik im Gitter beibehält. Nur bei tiefen Temperaturen gebildete Plagioklase (Kluftminerale) besitzen die Bereitschaft zum Umschlagen nicht. Dieser letztere Fall hat hier jedoch keine Bedeutung, da Kluft-Plagioklase weder im Tuff noch in seinen Auswürflingen auftreten. Die erwähnten Temperungsversuche wurden bei 1 000° C und bei Atmosphärendruck durchgeführt.

Die Plagioklase des Roseneggtuffs und seiner Auswürflinge sind demnach getemperte Kristalle. Während der Plagioklasgehalt - falls überhaupt vorhanden - in den benachbarten Tuffvorkommen Tieftemperatur- oder höchstens gelegentlich tieftemperaturnahe Intermediär-Modifikationen zeigt, zeigt sich hier wiederum eine Sonderstellung des Roseneggtuffs. Die Aktivität des Schlotes scheint eine erheblich höhere Aufheizung der magmen-

fremden Bestandteile bei entsprechend rascher Abkühlung nach dem Auswurf bewirkt zu haben.
Außer der Klärung der Herkunft von freien Hoch-Plagioklasen ergab das Einmessen der Plagioklas-Indikatrices folgendes Ergebnis: Das - auch ausschließliche - Auftreten von Hochtemperaturmodifikationen bei Feldspäten in vulkanischen Tuffen darf grundsätzlich nicht als Hinweis oder gar als Beweis für die magmatogene Herkunft dieser Minerale gewertet werden! Bevor aus der Temperaturoptik eines Einzelminerals Schlüsse gezogen werden, muß der gesamte Mineralbestand der magmenfremden Gesteinsauswürflinge als mögliche Herkunftsquelle berücksichtigt werden.
Die bei der Einmessung der Oligoklaszwillinge festgestellten Achsenwinkel streuen bei einem Anorthitgehalt von 23 bis 30% in einem Bereich von 64° bis 74° ($2V_x$).

Bronzitit: relativ häufig und im Hegau bisher nirgends gefunden oder beschrieben sind Auswürflinge eines Pyroxenits. Es handelt sich hierbei um stark abgerundete Auswürflinge von 5 mm bis maximal 30 mm Durchmesser. Bemerkenswert ist die Häufigkeit dieses für den Roseneggtuff charakteristischen Gesteins; sie liegt bei etwa 10% aller magmatischen Gesteine vergleichbarer Größe. Auffallend hoch ist vor allem der Anteil am Aufbau der xenolithischen Kerne in den Lapilli (78%).
Das Gestein selbst weist die mit Abstand am stärksten ausgeprägten Zersetzungserscheinungen unter allen Auswürflingen auf, wobei der Zersetzungsgrad von Auswürfling zu Auswürfling wechselt. Die frischesten Exemplare enthalten noch etwa 70% des ursprünglichen Mineralbestands in unveränderter Form; häufiger sind jedoch diejenigen Auswürflinge, in denen nur noch schwer identifizierbare Reste der primären Zusammensetzung zu erkennen sind.
Der Mineralbestand der von der Zersetzung nicht beeinflußten Partien, die dem Bronzitit aus dem Radautal (Harz) zum Verwechseln ähnlich sind, besteht aus:

etwa 95% Orthopyroxen, sehr wenig titanhaltige Hornblende und Erzminerale.

Der Orthopyroxen ist ein dem Enstatit nahestehender, mgreicher Bronzit mit einem charakteristischen Nickelgehalt von 0,5%. Er ist xenomorph - körnig, hellgrün durchscheinend und kommt in splittrigen Körnern auch als Einzelmineral im Tuff vor. Im Dünnschliff erscheint er farblos, ohne Auslöschungsdispersion (im Gegensatz zur vergesellschafteten Hornblende), gelegentlich mit feinen Entmischungslamellen parallel (100) und sehr selten verzwillingt.

Die optischen Daten sind:

$n_x = 1{,}670$; $n_y = 1{,}675$; $n_z = 1{,}680$

$Z\Lambda c = 0$ bis 6° (selten)

opt. Achsenwinkel von $2V_x = 84^\circ$ bis $2V_z = 86^\circ$

Dichte : 3,33 g/cm^3.

Nach H. H. HESS (1952) handelt es sich um einen Bronzit mit einem Verhältnis von Fe : Mg = 12 : 88.

Die Röntgendaten lauten:

d Å	I/I_1	hkl	d Å	I/I_1	hkl
4,492	10	200	2,479	40	022
3,290	15	211	2,460	40	340/251
3,168	100	240/221	2,106	15	360
2,930	15	231	2,083	30	351
2,864	95	160	2,047	10	271/152
2,818	10	151	2,004	10	280/242
2,696	30	241	1,971	15	421
2,533	45	311	1,947	25	361

Die Zersetzung des Bronzitits liegt in allen Stadien, von beginnender Serpentinisierung bis zu völliger Silifizierung vor. Dabei treten folgende Sekundärminerale auf: Serpentin, Calcit, Opal, Quarzin und Chalcedon, Hämatit, Millerit. Abb. 9 zeigt eine silifizierte Gesteinspartie im Dünnschliff.

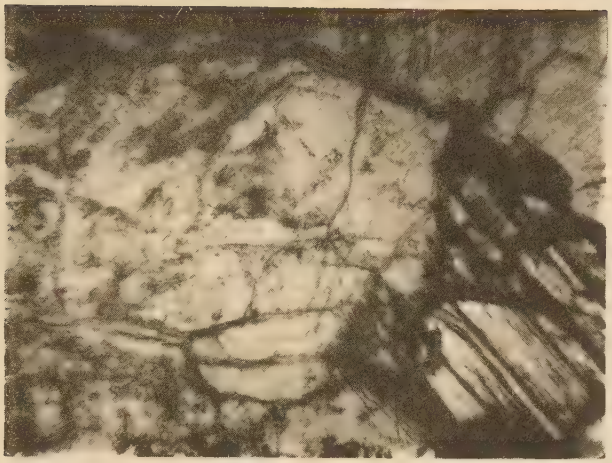

Abb. 9 Bronzitit-Auswürfling im Dünnschliff (Maßstab 110:1 ; parallele Nicols).Rechts:Rest von Bronzit, links:feinfasriger Millerit in Opal und Chalcedon.

Folgende Umwandlungsreihenfolge ist gut zu beobachten:
Bronzit Serpentin (+ Calcit) Opal (+ Millerit) Quarzin und Chalcedon.
Der Serpentin ist überwiegend durch fasrige bis blättrige Aggregate (Bastit) vertreten. Er breitet sich von den Rändern und deutlich ausgebildeten Spaltrissen des Bronzits her aus. Diese Spaltrisse sind auch noch nach restlosem Ersatz durch Opal häufig gut zu erkennen. Der Serpentin ist unregelmäßig von feinstverteilten Calcit- und Hämatit-Konkretionen durchwachsen.
Bei fortschreitender Umwandlung wird der Serpentin durch Opal verdrängt. Dabei sind zwei Opal-Generationen von einander zu trennen: eine ältere, makroskopisch dunkel bis schwarz gefärbte, und eine jüngere, farblose. Die Erstere ist durch feinstverteilte Erzminerale teilweise so stark durchsetzt, daß der Opal mikroskopisch ge-

legentlich fast opak erscheint. Der ältere Opal umhüllt bzw. ersetzt die Pyroxenreste und Serpentinaggregate, erscheint durch wechselnden H_2O-Gehalt stark schlierig und neigt zur Kristallisation als Quarzin und Chalcedon. Die jüngere Opal-Generation hat nachträglich aufgerissene Spalten ausgeheilt, zeigt weder beginnende Umkristallisationen noch Verwachsungen mit Erzmineralen und erscheint völlig homogen.

Die Umkristallisation des Opals nach Quarzin (positiver Charakter der Faserhauptzone) und nach Chalcedon (negativer Charakter) geht teils unregelmäßig - fleckig, teils deutlich radialstrahlig vor sich. Grundsätzlich beginnt der Umschlag zur Anisotropie mit Quarzin, wechselt dann aber in der Hälfte aller Fälle in Chalcedon über.

Im Endstadium der Umwandlung bestehen die Auswürflinge aus etwa 75% Quarzin und Chalcedon, 10% Opal, 10% Serpentin, 5% Erz. Alle Mineralneubildungen (ausgenommen Erze) erscheinen dabei mehr oder weniger pseudomorph nach Bronzit.

Die auffallendste Mineralneubildung, die im Hegau sonst nirgends auftritt, ist der Millerit. Für die wertvolle Unterstützung bei der Identifizierung dieses Erzminerals sei an dieser Stelle Herrn Dr. G. CEVALES besonderer Dank zuteil.

Der Millerit ist mit dem dadurch dunkel gefärbten Opal innig verwachsen, und zwar in Form feinster drahtiger Fasern von durchschnittlich 0,5μ Durchmesser und 180μ Länge, die einzeln oder in wirren Büscheln vorliegen. Die Wachstumsrichtung der Fasern entspricht dabei ziemlich regelmäßig den Kristallisationsrichtungen des radialstrahligen Chalcedons, ausgehend von den ursprünglichen Kanten und Rissen des zersetzten Bronzits.

Das Mineral wurde erzmikroskopisch und röntgenographisch als Millerit (ß-NiS) bestimmt. Seine äußeren Kennzeichen sind: feinste, ohne bevorzugte Richtung in Büscheln wachsende Nadeln (Synonym: "Haarkies"), hohe Härte, leicht gelblicher, metallischer Glanz, Reflexionsvermögen in Luft schwach - in Öl etwas stärker. Der Nickelgehalt

wurde, wie im unzersetzten Bronzit, chemisch nachgewiesen, womit die Herkunft des Minerals mit Sicherheit auf den Nickelgehalt des Bronzits zurückgeführt werden kann. Nach P. RAMDOHR (1960) bildet sich Millerit bei Temperaturen unter 390° bei Schwefelzufuhr und wurde gelegentlich in metamorphen Serpentinen beobachtet.
Die Röntgendaten des Millerits sind:

d Å	I/I_1	hkl
4,800	40	110
2,472	100	300
2,517	50	021
2,220	40	221
1,837	70	131
1,735	30	401

Aus der durchschnittlich geringen Größe und dem stark abgerundeten Äußeren der Auswürflinge, dem hohen Zersetzungsgrad, dem hohen Anteil an den xenolithischen Lapillikernen sowie dem Fehlen dieses Gesteins in weniger voluminösen Auswurfsmassen der benachbarten Vulkanschlote kann geschlossen werden, daß das Anstehende dieser Auswürflinge extrem tief liegen muß.
Das Gestein ist, wenn auch geringfügig, in den Tuffauswürflingen vertreten, die sicherlich eine ältere Tuff-Generation verkörpern. Hier sind die Silifizierungserscheinungen weitaus schwächer ausgeprägt; meist ist nur mäßige Serpentinisierung mit randlicher Chalcedonisierung, nie aber Millerit-Neubildung zu beobachten. Dies kann als Hinweis dafür gelten, daß sich die aufgeführten Zersetzungsvorgänge nicht vor, sondern während der Phasen vulkanischer Aktivität abspielten.
Gleichzeitig läßt sich aus der festgestellten Zersetzungsreihe der Bronzititauswürflinge der Beweis erbringen, daß die Tuffauswürflinge merklich älteren Ablagerungen entstammen.

2. 2. 2. 3. Profil (Herkunft der Auswürflinge).

Ein Profil für das Anstehende der magmenfremden Auswürf-

linge kann nur mit erheblichen Vorbehalten aufgestellt werden. Da sich nicht genügend beweiskräftige Merkmale heranziehen lassen, können die verschiedenen Gesteinstypen nicht in eine eindeutige vertikale Folge aufgegliedert werden. Eine vergleichende Aufreihung makroskopischer und mikroskopischer Charakteristica der Auswürflinge ergibt jedoch wenigstens Anhaltspunkte für eine grobe Profilskizze. Für eine geringe Tiefenlage des Biotitgneises spricht außer den in Tab. 3 angeführten Merkmalen noch die Tatsache, daß in den Bohrprofilen Scherstetten 1, Heimertingen 1 und Zurzach unter dem Rotliegenden Gneis angetroffen wurde (nach BREYER 1956).

Die in Tab. 3 dargestellte vertikale Aufzählung entspricht der Reihenfolge der an den Auswürflingen beteiligten Fremdgesteine bezüglich ihrer Häufigkeit in Lapillikernen, der Zunahme des Zersetzungsgrades und der Abnahme ihrer Maximalgröße. Die sich daraus ergebende Abfolge entspricht nicht unbedingt den tatsächlichen Lagerungsverhältnissen, deutet sie aber in groben Zügen an.

	ZUNEHMENDE HÄUFIGKEIT IN LAPILLIKERNEN	ZUNEHMENDE ZERSETZUNG	ABNEHMENDE MAXIMAL-DURCHMESSER
Deckgebirge			
Ergußgesteine			
Biotitgneis			
dioritische/granitische Tiefengesteine			
syenitische Tiefengesteine			
Bronzitit			

Tab. 3 Entwicklung von Lapilli-Anteil, Zersetzungsgrad und Größe bei den Fremdgesteinsauswürflingen.

3. VULKANOLOGISCHE ERGEBNISSE

3. 1. Das Herdmagma (Chemismus, Magmentyp, Vergleich mit den anderen Differentiationsprodukten des Hegaumagmas).

Die feinkörnige Grundmasse des Tuffs erwies sich zur Klärung des Magmentyps auf chemisch-analytischem Weg als unbrauchbar. Selbst nach peinlichster Trennung unter dem Binokular waren die exogenen Beimengungen auch in den feinsten Korngrößen noch so erheblich, daß davon angefertigte Analysen irreale Werte ergeben. So entsprächen beispielsweise die gefundenen si-Werte einem den Phonolithen zukommenden foyaitischen Magmentyp. Zudem wirken sich die Rückstände der in die Lockermassen eingedrungenen hydrothermalen Lösungen erheblich störend aus. Nur die feinkörnige Grundmasse der Lapilli, die bereits in den tieferen Teilen des Schlotes einen geschlossenen Körper darstellten, bietet Gewähr für weitgehende Xenolithenfreiheit. Doch ist auch hier einer, wenn auch weit geringeren Verfälschung der chemischen Analysenergebnisse durch die syn- und postvulkanisch wandernden Lösungen Rechnung zu tragen, wie bereits bei der Besprechung des Bindemittels angedeutet wurde.
Nach der Abtrennung des Porenraumopals und -karbonats (s. Kap. 2.3.1.3.) aus den unter 2.3.1.2.1. aufgeführten Analysendaten ergibt sich ein issitisch-hornblenditischer Chemismus. Aus den gemittelten Daten errechnen sich die in Tab. 4 dargestellten Niggli-Werte. Vergleichsweise sind die von KNÖFEL am Heilsberg errechneten, sowie die von BURRI (1959) für den ankaratritischen Magmentyp festgelegten Werte gegenübergestellt.

ROSENEGG		HEILSBERG		ANKARATRIT	
si	78	si	79	si	75
al	20	al	14	al	13
fm	49	fm	58	fm	52
c	26	c	21	c	27
alk	5	alk	6	alk	7
ti	1,7	ti	5	ti	-
p	0,7	p	1,8	p	-
mg	0,5	mg	0,5	mg	0,6
k	0,3	k	0,3	k	0,3
qz	-42	qz	-44	qz	-

Tab. 4 Niggli-Werte vom Rosenegg, Heilsberg und vom ankaratritischen Magmentyp.

Der relativ niedrige Wert für ti = 1,7 gegenüber den benachbarten Tuffvorkommen (der Durchschnitt von 12 Dekkentuff-Analysen des Hegaus liegt bei ti = 4,11) ist durch den erheblich geringeren Magnetitgehalt zu erklären, da der Magnetit im Hegau sehr titanreich ist. Der Wert für al (Hegau-Durchschnitt = 13) ist zuungunsten des fm-Wertes (Durchschnitt = 55,1) spürbar verschoben; die Ursache hierfür kann mindestens zum Teil im Vorwiegen der Gemeinen Hornblende über Pyroxen gesucht werden.

Insgesamt ordnen sich aber trotz der angeführten Abweichungen vom Durchschnitt die dem ankaratritischen Magmentyp zuzurechnenden Werte recht gut in die (atlantische) Natron-Differentiationsreihe nach NIGGLI ein. Demnach nimmt das den Tuff speisende Magma eine Mittelstellung zwischen den foyaitischen Phonolithen und den alkaligabbroiden Melilithiten ein. Während dem Mineralbestand nach enge Beziehungen zu den Phonolithen bestehen, zeichnet sich dem Chemismus nach eine starke Verwandtschaft zu den Melilithiten ab, wie aus Abb. 10 deutlich zu ersehen ist.

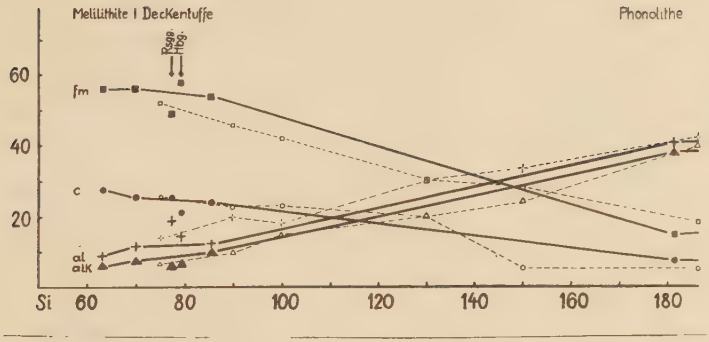

Abb. 10 Die Stellung des Rosenegg-Magmas innerhalb der Differentiationsreihe des Hegau-Magmas.
Durchgezogene Linie: Differentiationsreihe der Hegauvulkane;
gestrichelte Linie: Natronreihe nach NIGGLI.

Mit seinem si-Wert von 78 stellt das Rosenegg-Magma einen besonders basischen Vertreter unter den "Deckentuffen" (Durchschnitt : si = 85,6) dar.
Außer den in dieser Arbeit veröffentlichten Analysen wurden die Niggliwerte von folgenden Hegau-Differentiaten in das Diagramm aufgenommen:
Durchschnitt aus 20 Analysen von Melilithiten (si = 70), 12 Analysen von Deckentuffen (si = 85,6) und 23 Analysen von Phonolithen (si = 181), veröffentlicht von W. v. ENGELHARDT und W. Weiskirchner (1961);
Melilithite vom Hohenstoffeln und Neuhöwen (jeweils si = 63), veröffentlicht von P. NIGGLI (1922);
Phonolith-Pyroxenit-Tuff vom Heilsberg (si = 79), veröffentlicht von D. KNÖFEL (1962);
Ob oder wieweit im Herd des Roseneggs eine lokale Magmendifferentiation stattgefunden hat , wie es beispielsweise von KNÖFEL am Heilsberg nachgewiesen werden konnte, läßt sich infolge des Mangels entsprechender Differentiationsprodukte, der intratellurisch erstarrten

Bomben, nicht entscheiden. Das einzige Exemplar, das als Zeuge eines solchen Vorgangs angesehen werden kann, eine unter Kap. 2. 2. 1. 2. 2. aufgeführte Bombe, zeigt weder qualitativ noch quantitativ bemerkenswerte Unterschiede zum Mineralbestand des Tuffs auf. Doch darf aus diesem Umstand keineswegs geschlossen werden, daß die magmatogenen Produkte des Rosenegg-Vulkans im Gegensatz zu den Nachbarvorkommen keine Differentiation innerhalb des Herdmagmas erfahren haben. Die Übereinstimmung von Bombe und Tuff bezüglich des Mineralbestandes ist als zufällig, d. h. die Bombe ist als ein Endglied lokaler Magmendifferentiation anzusehen, wohingegen die Zeugnisse vorangegangener Differentiationsphasen wegen ungünstiger Aufschlußverhältnisse (zu große Entfernung von der Ausbruchstelle) nicht zu erreichen sind.
Nach dem Magmentyp und dem aktuellen Mineralbestand ist das Förderprodukt des Rosenegg-Magmas, die Lapilli, als ankaratritischer Biotit-Pyroxen-Amphibololith zu bezeichnen. Entsprechend diesen magmatogenen Komponenten ist das gesamte, magmatogenes und magmenfremdes Material umfassende Gestein nach JOHANNSEN (1958) als Phonolith-Amphibololith-Tuff zu benennen.

3. 2. Herdtiefe

Das Muttergestein, das die im Roseneggtuff so auffallend häufigen, in den Nachbartuffen jedoch praktisch fehlenden Bronzitit-Auswürflinge geliefert hat, kann keineswegs auf die nächste Umgebung (Umkreis ca =1000m) beschränkt sein. Die Häufigkeit dieser Auswürflinge, wie auch ihre relative Größe sprechen für ein verhältnismäßig mächtiges und entsprechend horizontal ausgedehntes Vorkommen, das sich sicherlich über das Einzugsgebiet der benachbarten Vulkanschlote hinaus erstreckt. Demnach aber muß der Herd des Roseneggs tiefer gelegen sein, um auch dieses magmatische Fremdgestein bei der Förderung zu erfassen ohne es magmatisch zu resorbieren.
Für eine extreme Tiefenlage des Herdes spricht auch

das Verhältnis von Grundgebirge zu Deckgebirge wie 1,1 : 0,9, wobei natürlich ein auf die gesamte Länge in etwa gleichbleibender Schlotdurchmesser, sowie eine im Deckgebirge wie im Grundgebirge gleich wirksame Abrasion vorausgesetzt werden muß.
Nach den seismischen Untersuchungen von BREYER (1956), sowie den Bohrungsergebnissen von Altishofen, Scherstetten 1, Heimertingen 1, und Dingelsdorf ist die Machtigkeit des Deckgebirges im Gebiet Singen-Gottmadingen auf etwa 2 000 m zu schätzen. Demnach ist unter Zuhilfenahme des bereits zitierten Verhältnisses Grundgebirge: Deckgebirge die Tiefenlage des Roseneggherdes bei etwa 4 500 bis 5 000 m anzusetzen.

3. 3. Fördertätigkeit

Nahezu alle Xenolithe, die nicht gerade den obersten Horizonten des Deckgebirges entstammen, zeigen in ihrem Feldspatbestand Hochtemperatur- oder Intermediärmodifikationen. Zahlreiche karbonatische Deckgebirgsauswürflinge weisen randliche Kornvergröberungen und beginnende bis völlige Entdolomitisierung auf, Veränderungen, die nachweislich erst nach der Trennung vom Anstehenden einsetzten. Die genannten Erscheinungen sind auf die Schlottemperatur zurückzuführen und sind für den Rosenegg-Tuff charakteristisch. Sie setzen eine im Schlot herrschende Temperatur voraus, die gegenüber den Nachbarvulkanen beträchtlich höhere Werte erreichte.
Das Beibehalten der Hoch-Optik von Feldspäten ist von einer Abschreckung des geförderten Materials abhängig. Voraussetzung hierfür ist eine gute Durchmischung mit den Atmosphärilien nach dem Verlassen des Schlots, sowie die Ausbreitung auf ein die Abkühlung förderndes, weitflächiges Ablagerungsgebiet. Diese Bedingungen werden durch eine sehr kräftige Ausbruchsintensität, das heißt, eine hohe Geschwindigkeit des fördernden Gasstroms erfüllt.
Zwei zeitlich sicher voneinander getrennte Phasen der

Fördertätigkeit können anhand ihrer Produkte unterschieden werden:

feinkörniger Tuff in Form von kantig zerbrochenen Auswürflingen (beschrieben unter 2. 3. 1. 2. 3.);
grobkörniger Haupt-Tuff;

Die in den Haupt-Tuff eingelagerten Tuff-Auswürflinge entstammen einwandfrei einer früheren Ausbruchsphase. Aus ihrem kantigen Äußeren kann abgeleitet werden, daß dieser Tuff nach seiner Ablagerung in einer Zeit verminderter oder gar ruhender Tätigkeit des Vulkans durch hydrothermale Lösungen stark verfestigt wurd. Beim erneuten Aktivwerden des Vulkans wurde der Tuff wieder zerbrochen und mit den Lockermassen des umfangreichen Letztausbruchs vermengt. Die Intensität der ersten Phase vulkanischer Aktivität war verhaltnismäßig gering, entsprechend auch der Umfang des dabei gelieferten Materials. Darauf deutet einerseits die geringe Korngrösse endogener Bestandteile, andererseits das verhältnismäßig seltene Auftreten solcher Tuff-Bruchstücke im Haupt-Tuff (3% Anteil an sämtlichen Auswürflingen). Aus der Tatsache, daß der Plagioklasgehalt in Tuff-Auswürflingen fast ausschließlich als Tieftemperatur- oder zur Tiefform tendierender Intermediärmodifikation vorliegt, ist ebenfalls auf eine weniger intensive Eruptionstätigkeit zu schließen. Die genannten optischen Eigenschaften der Ersttuff-Plagioklase konnten wegen ihrer oberflächennahen Lagerung von den Auswirkungen des Hauptausbruchs nicht verwischt werden.
Folgende Phasen vulkanischer Tätigkeit können unterschieden werden:

1) Erste Ausbrüche, wenig umfangreiche Tätigkeit;
2) Ruhige Phase, hydrothermale Verkittung der gesamten Förderprodukte;
3) Hauptausbrüche, sehr intensive Tätigkeit;
4) Ruhige Spätphase, hydrothermale Verkittung der gesamten Förderprodukte;
5) Kleintektonische Zerrüttung des gesamten Tuffvorkommens mit nachfolgender hydrothermaler Ausheilung.

Die stoßweise, häufig wechselnde Eruptionsintensität innerhalb der aktiven Phasen des Vulkans erzeugte in den Ablagerungen einen verhältnismäßig rhythmisch wiederkehrenden Korngrößen- und Materialwechsel. Die dadurch hervorgerufenen unflächige Lagenschichtung läßt sich allerdings nur in den zusammenhängenden Auswurfmassen der Hauptförderung beobachten.
Die Zerklüftung des ganzen Tuffkomplexes fand zu einem Zeitpunkt statt, als die ursprünglichen Lockermassen bereits zu einem Gestein verfestigt waren. Dies zeigt sich an den scharfkantigen Brüchen, die häufig magmatische Gesteinsauswürflinge nicht umgehen sondern zerteilen, und an den davon ausgehenden, ebenfalls sehr scharf begrenzten Fiederspältchen.

3. 4. Alter

Stratigraphisch liegt der Tuff des Roseneggs mit seiner Basis etwa im Niveau der Steinbalmensande (mi o 2). Horizontal-parallele Lagerungsverhältnisse vorausgesetzt, liegen Letztere wenige Meter unterhalb eines in direktem Kontakt zum Tuff stehenden Süßwasserkalkes (siehe Kapitel 4), dessen Ablagerungen in die Zeit des Ausklingens vulkanischer Tätigkeit fallen. Der Haupttuff des Roseneggs dürfte demnach nur unwesentlich jünger als die Steinbalmensande sein. Zeitlich entspricht das der Grenze Torton/Sarmat. Altersangaben auf paläontologischer Grundlage (SCHMIDLE 1919, EHRAT und JOOS 1921, SEEMANN 1929) kommen zu demselben Ergebnis.
Eine absolute Altersbestimmung wurde am Tuff des Roseneggs selbst nicht unternommen, jedoch sind die an den gleichaltrigen Tuffen vom Junkernbühl und Heilsberg, sowie vom Tuff des Hohentwiel bestimmten Werte ohne größere Fehlermöglichkeit auch hier anwendbar. Die an den Biotiten der genannten Nachbartuffe nach der K/Ar-Methode durchgeführten Altersbestimmungen erbrachten 13,9 bis 14,2 $\pm$ 0,2 Millionen Jahre (nach GENTNER und LIPPOLT, publiziert von v. ENGELHARDT und WEISKIRCHNER 1961). Da nach der 1961 von EVERENDEN u. a. festgelegten

absoluten Zeitskala das Miozän von 12 bis 25 Mill. Jahren reicht, ist der Zeitpunkt für die Förderung der ca. 14 Millionen Jahre alten Auswurfmassen des Rosenegg-Vulkans in das frühe Obermiozän (=Sarmat/Torton) zu legen.

4. VULKANISCH BEEINFLUSSTE NACHBARGESTEINE

Sehr spärliche Reste eines Süßwasserkalkes sind am Südhang des Roseneggs in einer Höhe von 445 m über NN aufgeschlossen. Das Gestein, dessen ursprüngliche Mächtigkeit sich nicht mehr rekonstruieren läßt, steht in unmittelbarem Kontakt zum Tuff. Erhebliche Mengen femischer Minerale geben ihm eine dunkle, blaugraue Farbe. Der Tuff ist an der Stelle des Kontakts zum Kalk scharfkantig abgegrenzt, es kommen nirgends verschwommene, fließende Übergänge vor. Somit sind diese Ablagerungen eines mehr post- als syngenetischen Tümpels einer Zeit zuzurechnen, zu der wenigstens die Tuffpartien niedrigeren Niveaus durch die wandernden karbonatischen und kieselsauren Lösungen bereits zu einem festen Gestein verkittet worden waren.
Der Süßwasserkalk weist einen Karbonatgehalt von 95,1% auf; der in 5 prozentiger Salzsäure unlösliche Rest besteht aus Tuffbröckchen (bis 4mm Durchmesser), sowie dem Tuff entsprechenden magmatogenen Mineralen: vulkanisches Glas, Magnetit, Biotit, Hornblende. Die durchschnittliche Korngröße beträgt 20 - 60µ, die größten Einzelminerale (Biotitblättchen) erreichen 0,5 mm. Amorphe Kieselsäure konnte in keiner einzigen Probe festgestellt werden. Infolgedessen ist die in der Literatur gelegentlich gebrauchte Bezeichnung "Kieselkalk" unzutreffend. Vielmehr handelt es sich bei diesem Gestein um einen tuffitischen Süßwasserkalk.

5. ZUSAMMENFASSUNG

Die vulkanischen Auswurfmassen des Tuffrückens "Rosenegg" (auch "Roseneck" oder "Rosenegger Berg") bei Rielasingen Krs. Singen/Hohentwiel erfordern aufgrund zahl-

reicher typischer Merkmale einen eigenen, von den Nachbartuffen unabhängigen Förderschlot. Eine etwa im Zentrum des Vorkommens gelegene Ausbruchstelle konnte anhand petrographischer und geologischer Beobachtungen rekonstruiert werden.

Die zur petrographischen Untersuchung herangezogenen Aufschlüsse, aufgelassene Steinbrüche und morphologisch bedingte Steilwände, umgeben annähernd kreisförmig die nicht aufgeschlossene Ausbruchstelle in einem durchschnittlichen Abstand von 600 m.

Die hydrothermal zu einem festen Gestein verkitteten Tuffmassen haben porphyroklastisches Gefüge, sie lassen sich nicht in ihre magmatogenen und magmenfremden Bestandteile, ebensowenig in die ursprünglichen Korngrössen zerlegen. Quantitative Angaben lassen sich nur durch Auszählung von polierten Anschliffen oder aus Dünnschliffen gewinnen und stellen so nur Näherungswerte dar.

Etwa 15 Vol.-% des Gesteins werden von magmatogenen Mineralen gestellt, die optisch, zum Teil auch chemisch und röntgenographisch untersucht wurden. In der Reihenfolge ihrer Häufigkeit sind dies: Tschermakitische Gemeine Hornblende; Magnetit; Diopsidischer Augit; Meroxen; Sanidin; Fluorapatit; Melanit; Leucit; Analcim; Zeolithe.

Etwa 10 Vol.-% des Tuffs bestehen aus magmenfremden Einzelmineralen. Überwiegend handelt es sich um Quarz und Feldspäte, weniger häufig um xenomorphe Bronzitkörner, Serpentin- und Chloritfragmente. Diese Minerale wurden während der explosiven Tätigkeit aus dem Verband der vom Vulkanschlot durchschlagenen Grund- und Deckgebirgsschichten gerissen. Besonders fallen die Plagioklase (Albit, Oligoklas, Andesin) auf, da sie fast durchweg Hochtemperatur-Optik aufweisen. Sie wurden mit Grundgebirgsauswürflingen, deren Plagioklasgehalt dieselben optischen Eigenschaften zeigt, parallelisiert und darauf zurückgeführt.

Das Bindemittel, das die ursprünglichen Lockermassen des Tuffs zu einem harten Gestein verkittet hat, macht

annähernd 10 Vol.-% aus. Es setzt sich zusammen aus: Calcit, Montmorillonit und Opal (z. T. Chalzedon).

Etwa 40 Vol.-% des Gesteins bestehen aus Auswürflingen; magmatogener Herkunft sind davon 20%, überwiegend kugelige Lapilli mit fluidalparalleler Textur, und sehr selten grobkristalline Bomben und ältere Tuffbruchstücke. Unter den magmenfremden Auswürflingen lieferte das Deckgebirge 49,3%, das magmatische Grundgebirge 42,1%. Letzteres enthält als Besonderheit einen stark zersetzten, millerithaltigen Bronzitit, der im Hegau bisher nirgends beschrieben wurde. Mit 8,6% sind die metamorphen Gesteine, vorwiegend Biotitgneise, an den Auswürflingen am geringsten beteiligt.
Der Einfluß des Magmas äußerte sich hauptsächlich in einer Umwandlung der Feldspäte von der Tief- zur Hochtemperaturmodifikation, welche nach dem Verlassen des Schlotes aufgrund günstiger Abkühlungsbedingungen erhalten blieb.
Es konnten zeitlich voneinander getrennte Tätigkeitsphasen, die ihrerseits wieder stark wechselnde Aktivität zeigen, unterschieden werden.
Der ankaratritische Magmentyp des Rosenegg-Vulkans ordnet sich gut in die Differentiationsreihe des gesamten Hegau-Magmas ein. Bei einem Alter des Tuffs von etwa 14 Mill. Jahren ist die Zeit der vulkanischen Hauptphase in das frühe Obermiozän zu legen.
Das Gestein ist ein Phonolith-Amphibololith-Tuff.

Für die Anregung zu dieser Arbeit, sowie das bei ihrer Durchführung erwiesene Interesse und für vielfältige wertvolle Ratschläge möchte ich hier meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. W. v. Engelhardt meinen herzlichsten Dank aussprechen. Für stets hilfreiche Beratung während der Untersuchungen, die am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Tübingen durchgeführt worden sind, sei auch Herrn Dr. W. Weiskirchner Dank gesagt.

6. LITERATURVERZEICHNIS

BARTH, T.F.W. Theoretical Petrology, New York 1951

BOWEN, N. L. Progressive metamorphism of silicious Limestone and Dolomite, Journ. of Geol. 48 (1940) 272 - 274

BREYER, Fr. Ergebnisse seismischer Messungen auf der süddeutschen Großscholle, besonders im Hinblick auf die Oberfläche des Varistikums, Ztsch. deut. geol. Ges. 108 (1956) 21-26

BURI, Th. Über Deckgebirgseinschlüsse in den Phonolithtuffen des Hegaus, Diss. 1910, Freiburg/Br.

BURRI, C. Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage, Basel u. Stuttgart 1959

CLOOS, H. Bau und Tätigkeit von Tuffschloten, Untersuchungen an dem schwäbischen Vulkan, Geol. Rundschau 32 (1941) 707-800

COTTA, B. Phonolith-Tuff mit neptunischen Gesteinsstücken, Phonolith-Fels am Hohentwiel, N. Jb. f. Min., Geol., Geognosie u. Petrefaktenkunde (1853) 684

CUSHING, H.P. und WEINSCHENK, E.
Zur genauen Kenntnis der Phonolithe des Hegaus, Tscherm Min. und Petr. Mitt. 13 (1892) 18-38

DEECKE, W. Tektonik u. Vulkanismus in SW.-Deutschland, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. (1917) 197-220

DEECKE, W. Geologie von Baden, Berlin 1917

EHRAT, H. u. JOOS, C.H.
Das Alter der vulkanischen Tuffe im Kirchheim-Uracher Gebiet und im Hegau, Geol.-Paläont. Mitt. 1 (1921) Stuttgart

ENGELHARDT, W. v. u. WEISKIRCHNER, W.
Einführung zu den Exkursionen der Deut. Min. Ges. zu den Vulkanschloten der Schwäb. Alb und in dem Hegau während der 39. Jahrestagung in Tübingen vom 11. - 17. Sept. 1961

ERB, J. Die vulkanischen Auswurfsmassen des Hegaus, Vierteljahresschr. d. Nat. forsch. Ges. Zürich 45 (1900) 1 - 57

ERB, L. Erlauterungen zu Blatt Hilzingen der Geol. Spezialkarte von Baden (Nr. 146) 1931 Freiburg/Breisgau

EVERENDEN, J. F., CURTIS, G. H., OBRADOVICH, J., KISTLER, R.
On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium/argon - method, Geochim. et Geochosm. Acta 23 (1961) 78 - 100

GLAUSER, A. Über die optische Orientierung einiger saurer Plagioklase aus Erguß- und Ganggesteine, Schweiz. Mineral. und Petrogr. Mitt. 39 (1959) 301 - 331

GLAUSER, A. und WENK, E.
Über Gesetzmäßigkeiten im Verlaufe der Migrationskurven der Plagioklase, Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 37 (1957) 180 - 197

GLAUSER, A. und WENK, E.
Optische Orientierung und chemische Zusammensetzung einiger Hoch- und Tief-Temperatur-Plagioklase, Schweiz. Mineralog. und Petrogr. Mitt. 40 (1960) 37 - 53

GMELIN, C. G.
Beiträge zur näheren Kenntnis der Natur vulkanischer Gebirgsarten, Naturw. Abhandl. Hrsg. v. Einer Gesellschaft in Württemberg 2 (1828) 133-163

GOLDSCHMIDT, V. M. Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, Skr. Ak. Wiss., Oslo, math.-nat. Kl. (1911) Nr. 1

GRUBENMANN, U. u. NIGGLI, P.
Die Gesteinsmetamorphose, Berlin 1924

HESS, H. H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes, Amer. Min 34 (1949) 621 - 666

HESS, H. H. Orthopyroxenes of the Bushveld-Type, I on Substitutions and Changes in Unit Cell Dimensions, Amer. Journ. of Sci. Bowen 180 (1952) 173 - 187

JOHANNSON, A. A descriptive petrography of the igneous rocks, Chicago, Illinois (1958)

KAADEN, G. v. d.
Optical Studies on Natural Plagioclas Felspars with High- and Low-Temperature Optics, Diss. (1951) Utrecht

KARL, F. Über Hochtemperaturoptik von Plagioklasen und deren petrographische und geologische Auswertung am Beispiel einiger alpiner Ergußgesteine, Tscherm. Mitt. 3F4 (1954) 320 - 328

KNÖFEL, D. Der Tuff des Heilsberges bei Gottmadingen/ Hegau, Diss. (1962), Tübingen

KÖHLER, A. Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik vom vorausgegangenen Wärmeverhalten, Miner. u. Petrogr. Mitt., begr. v. Tschermak 53 (1942) 159 - 179

LAVES, F. The coexistence of two plagioklases in the oligoclase compositional range, J. Geol. 62 (1954) 409 - 411

LEUZE, A Die Mineralien und Pseudomorphosen des Roseneggs, Württ. Jahrsh. 45 (1889)

LEUZE, A. Über neue Funde am Rosenegg, Ber. oberrhein. Vers. 31 (1898) 23 - 27

LEOPOLD, G. Die chemischen und physiographischen Beziehungen der basischen Eruptiva der Alb, des Hegaus und des Polzengebiets (Sudetenland) zu den Ankaratriten Madagaskars, Jahresh. und Mitt. des Oberrh. geol. Vereins N. F. 29 (1940) 88 - 126

NIGGLI, P. Das Magma und seine Produkte, Leipzig (1937)

NIGGLI, P. u. HÜBSCHER, J. Bericht über die Exkursion der schweiz. Geol. Ges. in das Hegau und den Randen vom 28. - 31. Aug. 1921, Ecl. Geolog. Helvetiae 16 (1920-1922) 593 - 611

MERKLEIN, F. Beitrag zur Kenntnis der Erdoberfläche von Schaffhausen, Schaffhausen (1869)

RAMDOHR, P. Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen, Berlin (1960)

RECK, H. Die Hegau-Vulkane, Berlin (1923)

REINHARD, M. Universaldrehtischmethoden, Basel (1931)

RITTMANN, A. Vulkane und ihre Tätigkeit, Stuttgart (1960)

RUST, W. Preliminary Notes on the Explosive Volcanism in Southeastern Missouri, Journ. of Geol. 45 (1937) 48 - 75

SAPPER, K. Vulkankunde, Stuttgart (1927)

SCHALCH, F. Das Gebiet nördlich vom Rhein (Kanton Schaffhausen, Höhgau und Schienerberg), 19. Lieferung zu den "Beiträgen der geologischen Karte der Schweiz" (1883)

SCHMIDLE, W. Die Geologie von Singen und der Hegau-Vulkane, Singen/Hohentwiel (1946)

SEEMANN, R. Stratigraphische und allgemein-geologische Probleme im Obermiozän Südwestdeutschlands, N.Jb.f.Min.,Geol.u.Pal.B.B.63(1929)

STRUNZ, H. Mineralogische Tabellen, Leipzig (1957)

TERTSCH, H. Zur Hoch- und Tieftemperaturoptik der Plagioklase, Zb. f. Mineral., Geol. u. Pal. (1942) 137 - 144
Zur Verwertung der Zwillingsoptik der Plagioklase, dto. 193 - 200

TERTSCH, H. Untersuchungen über die Hochtemperaturoptik saurer Plagioklase, N. Jb. f. Min. Monatshefte (1950) 121 - 138

TRÖGER, W. E. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1, Bestimmungstabellen, Stuttgart (1956)

TURNER, F. J. u. Verhoogen, J.
Igneous and Metamorphic Petrology, New York, Toronto, London (1960)

TUTTLE, O. F. Optical Studies on Alkali Felspars, Amer. Journ. of Sci. Bowen 180 (1952) 553 - 567

WINCHELL, A. N.
Variations in Composition and Properties of the Calciferous Amphiboles, Amer. Min. 30 (1945) 27 - 50

WINCHELL, A. N.
Elements of Optical Mineralogy, 2 Description of Minerals, New York (1951)

Lebenslauf

Am 15. Dezember 1933 wurde ich, Dieter Bernhard, als erstes Kind des Diplom-Volkswirts Dr.rer.pol.Erich Bernhard und seiner Ehefrau Luise, geb.Buck-Hagen in Stuttgart geboren. Meine Schulbildung erhielt ich in den Jahren 1940 bis 1943 in der Heusteig-Volksschule in Stuttgart und von 1943 bis 1944 des Bombenkriegs wegen in der Volksschule Herbrechtingen/Krs. Heidenheim. Seit Januar 1943 ist mein Vater in der Sowjetunion verschollen. Von 1945 bis 1954 besuchte ich den humanistischen Zweig des Karlsgymnasiums in Stuttgart, wo ich das Abitur ablegte.

Im Sommersemester 1954 wurde ich an der Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen immatrikuliert. Dort wandte ich mich zunächst dem Studium der Geologie zu und legte im Wintersemester 1957/58 die Diplom-Geologen-Vorprüfung ab. Im Sommersemester 1958 begann ich am Mineralogischen Institut der Universität unter Anleitung von Herrn Prof. Dr. W.v.Engelhardt meine Dissertation über das Thema "Die vulkanischen Bildungen des Rosenegg im Hegau".

Seit August 1963 bin ich mit Fräulein Christa Rocha verheiratet.

Meine akademischen Lehrer waren: Prof.Dr.Bues (Chemie), Prof.Dr.Bünning (Botanik), Dozent Dr. Haussühl (Mineralogie), Prof.Dr.Hölder (Geologie und Paläontologie), Prof.Dr.W.v.Engelhardt (Mineralogie), Prof.Dr.Hiller (Geophysik), Prof.Dr.Kortüm (Physikalische Chemie), Prof. Dr.Kossel (Physik), Prof.Dr.Krüger (Physik), Prof.Dr. Mosebach (Mineralogie), Prof.Dr.Rüdorff (Chemie), Prof. Dr.Schindewolf (Paläontologie), Prof.Dr.Schönenberg (Geologie), Prof.Dr.Seibold (Geologie), Prof.Dr.Spangenberg (Mineralogie), Prof.Dr.Wagner (Geologie), Prof.Dr.Weber (Zoologie), Prof.Dr.Wittig (Chemie).